Der subalpine Flysch zwischen Emme und Thunersee

INAUGURALDISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel

von

RUDOLF REBER
aus Basel

1962

Basel
Buchdruckerei Birkhäuser AG.
1964

Der subalpine Flysch zwischen Emme und Thunersee

INAUGURALDISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel

von

RUDOLF REBER
aus Basel

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK - LEIDEN

Basel
Buchdruckerei Birkhäuser AG.
1964

Genehmigt von der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren L. Vonderschmitt und H. Schaub.

Basel, den 26. Oktober 1962

M. Eichler
Dekan

Sonderabdruck aus Eclogae geologicae Helvetiae Vol. 57, Nr. 1, 1964

Der subalpine Flysch zwischen Emme und Thunersee

Von **Rudolf Reber** (Basel)

Mit 6 Textfiguren und 1 Tafel (I)

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort 91
Einleitung 92
Topographische Übersicht 92
Frühere geologische Untersuchungen und Problemstellung 94
a) Geologische Karten 94
b) Frühere geologische Beschreibungen 94
Abgrenzung des Flyschs gegen die Kreide-Eocaenserie der Randkette 99
Abgrenzung des Flyschs gegen die Molasse 100
Der subalpine Flysch 102
A. Der Taveyannazsandstein 103
B. Der subalpine Flysch nördlich des Hohgants und der Sohlflühe bis zum Sulzigraben 108
Flyschfremde Komplexe im N des Hohgants und der Sohlflühe 110
Herkunft des detritischen Materials 111
C. Der subalpine Flysch nördlich des Sigriswilergrates vom Sulzigraben bis zum Thunersee 112
Schörizegg 113
A. Eigentliche Flyschgesteine 114
B. Einschlüsse 115
Oberschöriz 121
Sulzigraben 121
Hubelhörnli 122
Obere und Untere Zettenalp 122
A. Eigentliche Flyschgesteine 123
B. Einschlüsse 124
Dallenfluh und Oppetenbach 129
Bodmi 129
Das Alter des subalpinen Flyschs 131
Stellung und Herkunft des subalpinen Flyschs 135
Quartär 139
Zusammenfassung 143
Literaturverzeichnis 145

VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Prof. Dr. L. Vonderschmitt. Die geologischen Feldaufnahmen wurden in den Sommermonaten der Jahre 1958–1961 durchgeführt. Die Verarbeitung des gesammelten Materials und die Abfassung des Textes erfolgten im geologischen Institut in Basel.

Es ist mir eine angenehme Pflicht zum Abschluss meiner Arbeit allen jenen zu danken, welche zu ihrem Gelingen beigetragen haben. Mein herzlichster Dank ge-

bührt meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. L. Vonderschmitt, für seine mannigfachen Anregungen und Unterstützungen, die er mir im Feld und bei der Ausarbeitung der Resultate zuteil werden liess.

Herrn Prof. Dr. M. Reichel, der mich in die Mikropaläontologie einführte und mich jederzeit bei meinen Untersuchungen unterstützte, möchte ich ebenfalls bestens danken.

Herrn Prof. Dr. H. Schaub verdanke ich die Bestimmung der Nummuliten, sowie viele Hinweise bei Diskussionen über zentralschweizerische Flyschprobleme.

Herr Prof. Dr. H. P. Laubscher beriet mich in paläogeographischen Fragen. An dieser Stelle sei ihm dafür herzlich gedankt.

Bei der Bestimmung der Liasfauna wurde mir die spontane Hilfe von Herrn F. Woltersdorf zuteil. Auch ihm möchte ich hierfür danken. Endlich möchte ich hier auch meiner Studienkameraden gedenken, namentlich R. Eckert, H. P. Mohler, Dr. P. Vogt und H. P. Heres von welchen ich manche Hilfe und manche Anregung empfing.

Zu besonderem Dank bin ich meinen Eltern verpflichtet, die mir mein Studium ermöglichten.

Einleitung

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit der Detailuntersuchung des subalpinen Flyschs zwischen Emme und Thunersee. Als subalpiner Flysch wird im allgemeinen das schmale Band von Flysch bezeichnet, das sich zwischen der subalpinen Molasse und der Randkette einschaltet. Die Abgrenzung unseres Untersuchungsgebietes ist somit durch den Überschiebungskontakt mit der Molasse einerseits und durch den Überschiebungskontakt der Kreide-Eocaenserie der Randkette andererseits gegeben (vgl. Fig. 1).

Topographische Übersicht

Die subalpine Flyschzone folgt im N der Randkette, den Fuss der Kreide-Eocaenserien der helvetischen Decken als sanfte wellige Hänge begleitend, manchmal auch als breite Depression ausgebildet. Ihre mergeligen, zu häufigen Rutschungen neigenden Sedimente, sowie die ausgedehnte Moränenbedeckung sind die Ursache, dass weite Flächen mit stark versumpftem Weideland bedeckt sind.

Unser Untersuchungsgebiet gliedert sich topographisch in drei Abschnitte:

1. Die von vielen Bächen zerfurchten Hänge nördlich des Hohgants, von der Emme bis Grossenegg.
2. Die schutt- und moränenbedeckten Hänge nordwestlich des Trogenhorns–Sohlflühe–Sieben Hengste bis zum Sulzigraben.
3. Die breite Depression Schörizegg–Hubelhörnli–Zettenalp–Bodmi–Thunersee, die sich längs des Sigriswilergrates hinzieht.

Das untersuchte Gebiet ist gesamthaft auf den Blättern Interlaken 254 und Escholzmatt 244 der Landeskarte der Schweiz 1:50000 dargestellt. Blatt 1188 Eggiwil und Blatt 1189 Sörenberg (Maßstab 1:25000) umfassen nur den Geländeabschnitt nördlich des Hohgants. Im SE-Teil, im Norden des Thunersees, stand

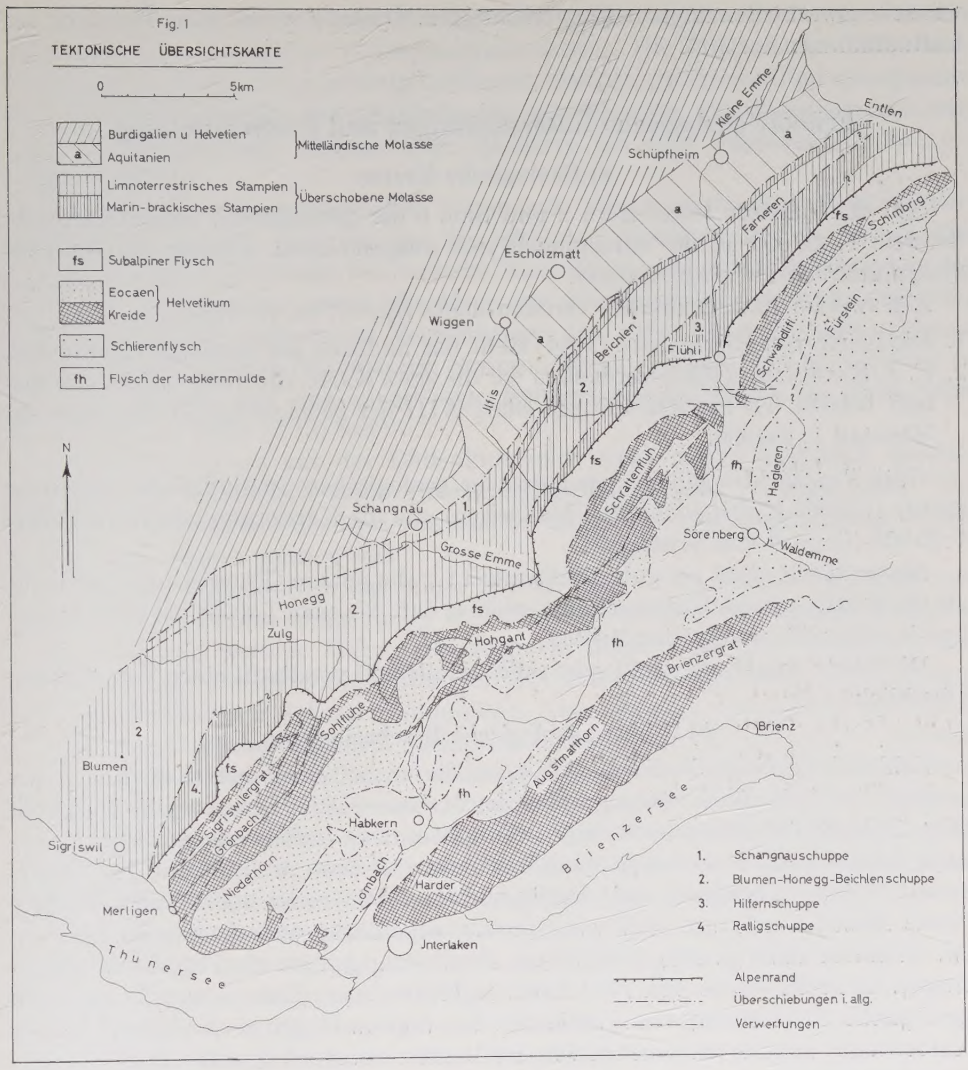


Fig. 1. Tektonische Übersichtskarte

uns auch die Karte der Gemeinde Sigriswil aus dem Jahre 1909 zur Verfügung. Sie wurde von uns wegen ihrer vielen Lokalnamen benutzt.

Nach Möglichkeit benutzten wir photogrammetrische Übersichtspläne im Maßstab 1:10000 als Unterlage für die geologische Kartierung. Leider waren diese nur etwa für die Hälfte unseres Gebietes erhältlich; nämlich für den Teil N des Hohgants und für den Teil nördlich des Thunersees bis auf die Höhe der Abzisse 175000 des schweizerischen Koordinatennetzes. Für das übrige Gebiet standen uns Karten im Maßstab 1:25000 zur Verfügung. Es zeigte sich aber im Verlaufe der Untersuchungen, dass bei diesen Karten die Mängel der Topographie die

wünschenswerte Genauigkeit beeinträchtigten. Deshalb wurde zum Teil auch auf Luftaufnahmen kartiert.

Frühere geologische Untersuchungen und Problemstellung

a) Geologische Karten

Auf den Blättern Basel–Bern 2 und Sion 6 der geologischen Generalkarte der Schweiz 1:200000 ist der subalpine Flysch ausgeschieden, Einzelheiten sind indessen nicht darauf eingezeichnet.

Auf zwei im 19. Jahrhundert veröffentlichte Karten sei verwiesen.

1. Die Karte von Rütimeyer (1850) stellt das Südende des Sigriswilergrades dar.
2. F. J. Kaufmann (1887) verdanken wir die erste Karte, die unser Gebiet gesamthaft betrifft. Es handelt sich um Blatt XIII der geologischen Dufourkarte im Maßstab 1:100000.

Gute Vergleichsmöglichkeiten boten die geologischen Spezialkarten von Beck (1911) 1:50000 (Gebirge nördlich Interlaken) und die Kartierung von Haus (1937) 1:25000 (Gegend von Schangnau).

Becks Karte stellt ein gutes Hilfsmittel für die nähere Orientierung über mehr als die Hälfte unseres Untersuchungsgebietes dar. Sie zeigt jedoch, was den Randflysch anbetrifft, wenig Einzelheiten.

Die Karte von Haus erhält sehr viele Details und verschafft einen vorzüglichen Überblick.

b) Frühere geologische Beschreibungen

Zahlreiche geologische Beobachtungen, die unser Gebiet betreffen, finden wir erstmals in B. Studers «Monographie der Molasse» 1825. Studer gibt ein Profil (Fig. 2) durch das Südende des Sigriswilergrates. Das Auffallende an dieser Zeichnung ist das Fehlen der randlichen Flyschzone, obschon im Text auf den Unterschied Molasse (Nagelfluh und «Ralligsandstein») einerseits und Flyschzone (der Name Flysch wurde erst 1827 von Studer eingeführt) andererseits hingewiesen ist. In einem 1853 (p. 167) publizierten Profil hingegen ist die Flyschzone eingetragen. In seiner Karte von 1850 hatte L. Rütimeyer (Tab. 1 und 2) die erste geologische Darstellung vom Südende des Sigriswilergrates publiziert. Dieser Autor trennt den Flysch deutlich von der Molasse ab. Auch flyschfremde Gesteinskomplexe sind bereits eingezeichnet. Ihm verdanken wir unter anderem die grossartige Beschreibung des Gipsvorkommens von Rotbühl (p. 48), das, obwohl längst abgebaut und darum heute verschwunden, auch in den neuesten Publikationen immer noch erwähnt wird. Rütimeyer verglich aus lithologischen Gründen den subalpinen Flysch mit dem Flysch südlich der Randkette (Schlieren–Habkern-Zone), sowie mit dem Gurnigelflysch. Er konnte die fossilarmen Gesteine allerdings nicht datieren (p. 55), stellte sie aber auf Grund stratigraphischer Vergleiche ins Tertiär.

In den Jahren 1869–1870 erschienen mehrere Publikationen, die speziell das Südende des Sigriswilergrates betreffen. Schon immer hatte diese geologisch kompliziert gebaute und gut erreichbare Gegend das Interesse der Geologen erweckt.

Die Gebrüder Tschan aus Merligen sammelten auf Veranlassung Oosters Fossilien in der Dallenfluh (Taveyannazsandstein). Die Pflanzen der Molluskenreste wurden als zur Trias gehörig bestimmt. Ooster (1870) und Fischer-Ooster (1870) propagierten eine praetriadische bis mittelliasische Randzone, die sich zwischen Alpenrand und Molasse vom Moléson bis zum Vierwaldstättersee erstrecken sollte.

Die meisten andern Geologen waren mit dieser Auffassung nicht einverstanden. Sie stellten nach wie vor die subalpine Randzone in das Eocaen. Die damals angeführten Gründe für eocaenes Alter des Randflysches, insbesondere des «Taviglianazsandstein», waren allerdings nur stratigraphische, bezogen sich aber auf Gegenden mit einfacheren Verhältnissen. Die gefundenen Fossilien schienen auch einigen Experten (Bachmann, Studer, Heer, Escher von der Linth) zu schlecht erhalten, um eine zuverlässige Bestimmung zuzulassen. In einer Notiz stellte Favre (1872, p. 13) fest:

Die Pflanzenreste aus der Dallenfluh seien nicht richtig bestimmt worden. Der gesamte Randflysch samt Taveyannazsandstein habe eocaenes Alter. Der Gips von Rotbühl und der Lias von Bodmi sollten aus dem Liegenden der Randkette in den Flysch geraten sein.

Im Jahre 1886 erschien das grosse Werk von F. J. Kaufmann (Emmen- und Schlierengegend nebst Umgebung), in welchem zahlreiche, sehr genaue Beobachtungen gegeben werden. Kaufmann zeigte in dieser Arbeit als erster, wie mit Hilfe von Mikrofossilien das Alter von Flyschmassen bestimmt werden kann. Vor allem bediente er sich der Nummuliten. Aber auch die Verbreitung von Kleinforaminiferen (Globotruncanen, Globigerinen) war ihm einigermassen bekannt. Die zahlreich vorhandenen Mikrofossilien, im Norden der Schrattenfluh vor allem, bewogen Kaufmann den gesamten Randflysch ins oberste Eocaen zu stellen.

Probleme ganz anderer Art brachte die Deckenlehre mit sich. Die Frage nach Stellung und Herkunft des Randflyschs drängte sich auf. Es erschienen keine neuen paläontologischen Untersuchungen über den Randflysch. Die Angaben Kaufmanns wurden einfach übernommen. Im Flysch unterschied man sowohl nach Herkunft und Stellung wie auch nach lithologischer Beschaffenheit verschiedene Eigenheiten, nämlich die eigentlichen Flyschgesteinsmassen und die in ihr steckenden fremden Komponenten (Schürflinge). Dabei stellte sich die heute noch aktuelle Frage, inwieweit diese Fremdlinge als tektonische Schürfpakete oder als einsedimentierte Schollen anzusprechen seien.

Buxtorf (1910, p. 5/6; 1908, p. 174) nimmt an, dass der subalpine Flysch bei der Überschiebung der alpinen Decken von Süden nach Norden mitgeschleppt worden sei. Die im Randflysch gefundenen exotischen Blöcke werden als Teile höherer Decken (Préalpes internes) gedeutet, was damit erklärt wird, dass präalpine Decken von den helvetischen überfahren wurden.

Boussac (1912) schliesst sich der Ansicht Buxtorfs an. Paläontologische und stratigraphische Angaben übernahm er von Kaufmann, glaubte aber, dass dem Randflysch Lutétien-Alter zukomme.

1911 erschien die Arbeit von P. Beck (Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken). Diese Arbeit behandelt unsere Region das erste Mal vom Standpunkte der Deckenlehre aus. Beck beschreibt vor allem den Flysch der Habkern-

mulde. Er übernimmt die meisten Altersangaben von Boussac. Offenbar stellt Beck den Flysch der Habkernzone mit dem subalpinen Flysch zum Teil gleich. Die schon lange bekannten kristallinen und mesozoischen Blöcke bezieht er aus der Klippendecke. Sie sollen auf dem Rücken einer besonderen Decke, der Habkerndecke, in die «Klippenregion von Habkern» transportiert worden sein. Wie jedoch Teile davon in den subalpinen Flysch geraten sind, bleibt unklar. Die Taveyannazsandsteine, deren helvetischer Ursprung nie angezweifelt wird, sollen aus der Gellihorn-Zwischendecke stammen. Sowohl zur Habkerndecke wie auch zur Gellihorn-Zwischendecke gehöre auch je ein Teil der Flyschgesteine.

1912 veröffentlichte P. Beck eine Arbeit, über die «Niesen-Habkerndecke». Diese Decke unterscheide sich von allen andern Klippendecken durch ihre kristallinen Bestandteile. Die Gesteine stammen aus dem Gebiet, das zwischen dem helvetischen und präalpinen Faciesbereich (Préalpes médianes) liege. Die Niesen-Habkerndecke sei älter als die übrigen Klippendecken; sie sei im Eocaen entstanden. Zu Beginn des Oligocaens wanderte sie über die helvetischenDecken hinweg, irgendwie gestossen durch den kristallinen Untergrund, der auch die kristallinen Elemente, die wir in dieser Decke finden, geliefert haben soll. Nach Beck soll die subalpine Flyschzone den «Typus des prähelvetischen Teiles der Habkerndecke repräsentieren» (p. 127). Die helvetischen Taveyannazsandsteine seien «durch die Wildhorn-Niederhorndecke von den Sedimenten der Gellihorn-Zwischendecke losgerissen und bis an den Alpenrand verfrachtet» worden (p. 127).

Ungefähr in den Jahren 1920–1930 wurden die Grundlagen geschaffen, die es ermöglichten, genauere Altersangaben und stratigraphische Unterteilungen auf Grund von Mikrofossilien vorzunehmen. Nun konnten die fossilarmen Flyschmassen mit Hilfe der Foraminiferen datiert, stratigraphisch gegliedert und eingeordnet werden.

Im Detail befasste sich H. Haus (1937) mit dem subalpinen Flysch. Er untersuchte den Flysch nördlich des Hohgants. Altersmässig stellt er ihn auf Grund von Mikrofossilien in das obere Eocaen. Haus betrachtet den Flysch als ultrahelvetisch, und vergleicht ihn mit dem Schlierenflysch, von dem er ihn auch herleiten will. Für die Schürflinge, mit Ausnahme der Taveyannazsandsteine, nimmt er als ursprüngliche Heimat die Drusbergdecke an, zieht aber auch die Möglichkeit eines normalstratigraphischen Verbandes zwischen Flysch und Schürflingen in Betracht. Nach Haus sollen die Schürflinge (Wangschichten und eocaene Nummulitenkalke) ursprünglich das Liegende der Flyschgesteine gebildet haben. Durch mehrfache Verschuppung seien dann die Verhältnisse entstanden, wie wir sie heute am Nordfuss der Randkette treffen. Der Schuppencharakter brauche infolge der hohen Plastizität der Fyschsedimente nicht ausgeprägt zu sein; ein Zusammenhang grösserer tektonischer Einheiten könnte darin gar nicht erhalten bleiben. Einzig und allein die Nummuliten- und Wangschichten hätten sich wegen ihrer massigen Gesteinsbeschaffenheit wie echte Einschlüsse verhalten. Nebst dem sehr fraglichen Lias von Grossenegg und dem Quarzit von Bühlmannsschwand verbliebe als einziges echtes verschürftes Gestein – laut Haus (p. 55) – der Taveyannazsandstein. Er sei durch die Überschiebungsmasse der Niederhorndecke von den tieferen helvetischen Einheiten (Diableretsdecke) abgetrennt und in den Flysch verfrachtet worden.

Leupold (1942, p. 281) versucht sowohl für den subalpinen Flysch, als auch für den Habkernflysch eine Reihenfolge von Schichtkomplexen nachzuweisen. Er bezeichnet als gemeinsames Ablagerungsgebiet für Rand-, Schlieren- und Habkernflysch das «Nordpenninikum». Leupold sucht den Begriff Ultrahelvetikum zu vermeiden und schlägt vor, ihn nur noch für diejenigen Deckeneinheiten anzuwenden, die auf dem Rücken der Wildhorndecke liegen. Rand-, Schlieren- und Habkernflysch hätten ursprünglich eine gemeinsame «nordpenninische Flysch-Decke» gebildet. Die Randkette hätte diese Flyschdecke durchspiesst und so den subalpinen Flysch von den Sedimenten der Schlieren-Habkernzone abgetrennt.

Leupold stellt anfangs den subalpinen Flysch ins Alttertiär (1933, p. 307). In einer späteren Arbeit (1942, p. 281) spricht er ohne genaue Begründung von priabonem Alter und nimmt an, die meisten Nummuliten seien aufgearbeitet.

1949 erschien die Arbeit von M. Furrer (Der subalpine Flysch nördlich der Schrattenfluh). Dieser Autor versucht drei Fragen zu beantworten:

1. Die Frage nach dem Alter des subalpinen Flyschs; er strebt eine altersmässige Gliederung der bis tausend Meter mächtigen Flyschserie an.
2. Die Frage nach einer stratigraphischen Verbindung von Flysch und «Schürflingen».
3. Die Frage nach Stellung und Herkunft der Flyschsedimente und der Schürflinge.

Die Flyschsedimente konnten infolge der starken tektonischen Beanspruchung nicht gegliedert werden

Für die gesamte Flyschmasse wird von Furrer priabones Alter angegeben.

Was schon Kaufmann (1886) beobachtete, wurde von neuem bestätigt, nämlich dass die Taveyannazsandsteine nicht als Schürflinge aufzufassen sind, sondern als eigentliche Flyschgesteine. Sie sind stratigraphisch in den Flysch eingelagert, eng mit diesem durch mannigfaltige Übergänge verbunden. Die übrigen, der Flyschserie «fremd» erscheinenden Gesteine bezeichnet er als Schürflinge, die diskordant in den Flyschsedimenten stecken. Die Mehrzahl dieser Einschlüsse dürften der Drusbergdecke entstammen. Andere aber, wie z. B. Gips oder Leimernkalk zeigen eher eine Verwandtschaft mit Gesteinen des Ultrahelvetikums oder auch der Klippen.

Nach Furrer (p. 147) ist der Randflysch nördlich der Schrattenfluh durch drei Besonderheiten gekennzeichnet:

1. Durch das Fehlen kristalliner Komponenten, sei es als Blöcke, sei es als Komponenten von Brekzien.
2. Durch die grosse Verbreitung der «grünlichen Sandsteine» (Taveyannazsandsteine), deren Herkunftsort im nordhelvetischen Faciesbereich liegt.
3. Durch die Ansammlung der Schürflinge, die wohl dem südlichen Teil der Drusbergdecke entstammen dürften. Es handelt sich dabei vor allem um Quarzsandsteine, Nummuliten- und Alveolinenkalke (Cuisien), Assilinengrünsande und Wangschichten.

Um die Frage nach Stellung und Herkunft der gesamten Randflyschzone zu ergründen, genügen die Resultate nicht, die Furrer durch die Bearbeitung der

Flyschsedimente im Norden der Schrattenfluh gewonnen hatte. Er nahm für die Bildung der Flyschgesteine einen südhelvetischen Ablagerungsraum an. Damit stimmt aber das Auftreten der nordhelvetischen Taveyannazsandsteine nicht überein. Wie schon seit langem bekannt ist, hat der subalpine Flysch vom Thuner- zum Vierwaldstättersee regional eine verschiedene Ausbildung. So sind schon Kristallinblöcke und Sedimente der «Klippen» aus dem Randflysch am Pilatus, am Schimberg und am Sigriswilergrat beschrieben worden (Buxtorf, 1918; Fröhlicher, 1933; Beck, 1911). Es sind Gesteine, die an der Schrattenfluh zurücktreten, oder überhaupt nicht vorkommen. Daraus ergibt sich, dass die an der Schrattenfluh gewonnenen Ergebnisse nicht auf den gesamten Randflysch zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee übertragen werden dürfen.

Es schien daher gegeben, den Abschnitt der subalpinen Zone zwischen Emme und Thunersee neu aufzunehmen und mikropaläontologisch zu bearbeiten. Unsere Aufgabe war es, vorerst einmal das Alter der ganzen Serie erneut festzulegen und zu untersuchen, ob sich innerhalb der Flyschmassen altersmässige Unterschiede ergeben.

Ferner waren Alter und Art der Einlagerung der verschiedenen «flyschfremden» Gesteinspakete zu untersuchen.

Auf diese Weise sollte versucht werden, eine stratigraphische Basis zu schaffen, welche eine Beurteilung der verschiedenen Hypothesen über Stellung und Herkunft des subalpinen Flyschs erlauben würde.

Dabei mussten natürlich auch Publikationen, Handstücke und Schliffsammlungen berücksichtigt werden, die unserem Arbeitsgebiet benachbarte Flyschmassen betreffen. Es handelt sich vor allem um die Schlieren-Habkernmulde, die vom subalpinen Flysch nur durch die Randkette getrennt ist.

Aus der umfangreichen Geschichte der Erforschung dieser Flyschmassen möchten wir nur die letzten zu unserem Verständnis wichtigen Abschnitte kurz herausgreifen.

Unter der Aufschiebungsfläche des Schlierenflyschs (vgl. Vonderschmitt und Schaub (1943) und Schaub (1951)) liegt eine obereocaene Wildflyschserie, die lithologisch unterteilt werden konnte (Bentz 1948). Diese obereocaene Flyschserie wurde in der Folge von P. Soder (1949) und W. Gigon (1932) als Flysch der Habkernzone bezeichnet. Er bildet in der Gegend zwischen Sörenberg und Habkern die Unterlage des Schlierenflyschs, während stadschieferähnliche Globigerinenmergel direkt auf das Eocaen der Randkette überschoben sind.

M. Geiger (1957) versuchte als weiteres Flyschstockwerk den «Flysch der Klippenunterlage» abzugrenzen. L. Vonderschmitt (1923) hatte diesen Flysch der Klippenunterlage abgetrennt und dabei auf die nahe Verwandtschaft mit dem obereocaenen Flysch der Habkernmulde hingewiesen.

Ausser Leupold (1942) erwähnt von den neueren Flyschbearbeitern nur P. Soder (1949) den subalpinen Flysch (p. 58) und zwar nicht bei der Beschreibung der eigentlichen Flyschmassen, sondern in der Diskussion über die tektonische Stellung der sog. Südelbachserie (Globigerinenschiefer), die später von W. Gigon (1952) als «Basale Flysch-Schuppe» dem Habkernflysch zugeordnet wurde. Soder (1949) stützte sich auf die Resultate seines Studienkollegen M. Furrer.

Ein Zusammenhang mit dem subalpinen Flysch erscheint ihm als recht hypothetisch.

Die Frage nach der Beziehung des subalpinen Flyschs zum Flysch der Habkernzone oder anderen Flyschserien ist demnach nur von sehr wenigen Autoren diskutiert worden. Ob ein solcher Zusammenhang überhaupt besteht, bildete eine weitere Frage, die wir nach Möglichkeit beantworten wollten.

Abgrenzung des Flyschs gegen die Kreide-Eocaenserie der Randkette

Wegen der starken Überdeckung mit Gehängeschutt ist in dem von uns untersuchten Gebiet die Überschiebung der Randkette auf den subalpinen Flysch nirgends beobachtet worden.

Die Valanginienmergel, die im N der Randkette den Kontakt mit dem Flysch bilden, sind mit Hilfe von Dünnschliffuntersuchungen gut von den Flyschsedimenten zu unterscheiden.

Der untere Teil besteht aus schwarzgrauen, dichten, feinkörnigen Mergeln fast ohne Glimmer, Quarz und Glaukonit. Manchmal treten in dieser unteren mergeligen Partie kalkig-knollige Einlagerungen auf, die öfters äusserst feinkörnigen Quarz führen. Diese Gesteine zeigen im Schliff nebst Spongiennadeln spärliche agglutinierte Foraminiferen (Textularien sp.). Stellenweise treten darin auch Calpionellen auf. Nach oben werden die Valanginienmergel kalkiger («Knötchenschichten») und gehen schliesslich in den Valanginienkalk über.

Im östlichen Teil unseres Gebiets, im Norden des Hohgants, finden wir Valanginienmergel oberhalb Ober-Hungerschwand und bei Breitwang, kenntlich an knollig-kalkigen Einlagerungen, verschuppt mit feinkörnigen Flyschsandsteinen. An beiden Lokalitäten sind die Lagerungsverhältnisse wegen des Gehängeschuttes unklar.

Auch der von Beck (1911) in seiner Karte eingezeichnete Flyschaufschluss bei Breitwang zeigt Valanginienmergel. Weiter im Westen im Sulzigraben auf Quote 1300 m tritt eine mächtige Mergelmasse zutage. Sie wurde von Beck (1911, p. 7) gestützt auf einen Fund von *Spondylus Roemeri* ins Valanginien gestellt. Kaufmann (1886) hatte diesen Aufschluss noch als Flysch kartiert.

Längs des Nordwestfusses des Sigriswilergrates können im Schutt ab und zu Blöcke von Valanginienmergel gefunden werden. Vom Sulzibach bis zum Thunersee sind Valanginienmergel nirgends anstehend zu finden. Erst oberhalb Merligen, am Eingang des Justistales, stossen wir wieder auf einen guten Aufschluss.

Kompliziert ist die Abgrenzung Flysch-Randkette am Südende des Sigriswilergrates oberhalb Merligen. Infolge des verwickelten tektonischen Baus der Randkette (vgl. Beck 1911, Taf. IV) steht dort die ganze Kreide-Eocaenserie mit dem Flysch in Kontakt. Da es bei kleinen Aufschlüssen oft sehr schwierig ist, die verschiedenen Sedimentgruppen der helvetischen Kreide von Flyschgesteinen zu unterscheiden – einzig das Tertiär und der Schrattenkalk sind gut erkennbar – zogen wir die Grenze dort, wo wir sicheren Flysch feststellten. Der in der Literatur mehrfach erwähnte fossilreiche Aufschluss im Oppetenbach (unterster Nebenbach des Stillenbachs unmittelbar oberhalb Merligen) (Favre, 1872; Kaufmann 1886,

p. 269), enthält helvetische Globigerinenschiefer und Wängenkalk, wie sie z. B. Gigon (1952, p. 72) beschreibt.

Abgrenzung des Flyschs gegen die Molasse

Zwei Gründe sind die Ursache dafür, dass die Flysch-Molasse-Grenze auf der Karte nur sehr ungenau eingezeichnet werden konnte. Einerseits verhindert die meistens mächtige quartäre Bedeckung die Beobachtung der anstehenden Gesteine auf weite Strecken, andererseits kann man oft die Flyschsedimente kaum von den Molassegesteinen unterscheiden.

Am N-Fuss des Hohgants grenzt der Flysch an die unter- bis mittelstampischen Honeggmergel, die tektonisch zur Bäuchlen-Honeggschuppe der subalpinen Molasse gehören. Es sind bunte – gelb oder braunrot, auch grün oder gesprenkelt – sandige Mergel, die stellenweise in braunrot gefärbte Sandsteinbänke übergehen. Geröllnester innerhalb der Mergel sind recht häufig. Das auffallendste Glied in dieser Mergelserie ist die Kaltbachnagelfluh (vgl. H. Haus, 1937, p. 13).

Die Honeggmergel weichen lithologisch so sehr von den Flyschsedimenten ab, dass eine Unterscheidung ohne weiteres möglich ist.

Die Überschiebungsfläche Flysch-Molasse ist nur an einem einzigen Ort gut belegt. Der Aufschluss befindet sich im Schutzbach, wie die Anwohner den Bach E Gustiweidli (P. 1167) nennen, oberhalb des Weges, bei der Bachgabelung. Die dortigen Verhältnisse sind von Haus (1937, p. 30) eingehend beschrieben worden. Auffallend ist, wie schon Haus (1937) hervorhebt, die im Verhältnis zu den wirksamen tektonischen Kräften geringfügige Beeinflussung der Flyschsedimente. Die Flyschgesteine, dort durchwegs schiefrige schwarzgraue Mergel ohne härtere Zwischenlage, sind in der Nähe der Überschiebung ein wenig gequetscht, verschert oder zerrissen und mit Calcitadern durchzogen. Sonst zeigen sie keinerlei Spuren von mechanischer Beanspruchung. Auffallende Zerstückelung, Verfältelung und Zerknetung fehlen. Diese kaum sichtbare tektonische Bearbeitung lässt sich am besten mit der hohen Plastizität der weichen schiefrigen Mergel erklären. Die härtere Molasse ist steilgestellt, verquetscht, verschuppt oder auch verfältelt; Sandsteinbänke sind zerrissen, manchmal aufgebogen und aufgeschürft. Calcitadern durchziehen die Mergel und Sandsteinbänke. Aber auch die tektonische Beeinflussung der Molasse ist sehr gering, denn schon ein paar Meter unterhalb der Überschiebungslinie gehen die Sandstein- und Mergelbänke im Schutzbach wieder in normale, ungestörte Lagerung über.

Die von C. Burckhardt (1893, p. 92) beschriebene und abgebildete Kontaktstelle im Büetschlibach bei Senggenmattschwand ist heute verschüttet.

Auch der von Haus (1937, p. 30) erwähnte Aufschluss im rechten Nebenbach des Schwarzbaches, 500 m westlich Obersti Buhütte, ist heute nicht mehr zu sehen. In diesem Bach fanden wir die Molasse auf Q. 1150 m anstehend, den Flysch erst bei Q. 1200 m. Beide Aufschlüsse sind so klein, dass sie jederzeit durch Rutschungen der Bachborde verschüttet werden können.

Zwischen Grossenegg und Sulzibach finden wir infolge der enorm mächtigen quartären Überdeckung nur ganz vereinzelte kleine Aufschlüsse, die uns aber immerhin erlauben festzustellen, wo die Grenze Flysch-Molasse verläuft.

Im Sulzigraben stehen bunte Honeggmergel auf Q. 1150 m an. Der erste Flyschaufschluss befindet sich auf Q. 1230 m. Die Abgrenzung Flysch-Molasse zogen wir dort, wo der Bachschutt keine sicheren Molassegesteine mehr führt, auf Q. 1200 m. Zwischen Fuchsern und Unter-Schöriz P. 1275 ist im Bach eine mächtige Nagelfluhbank aufgeschlossen. Sie dürfte mit der Kaltbachnagelfluh zu parallelisieren sein. Der Bach scheint ungefähr längs der Überschiebungslinie Molasse-Flysch zu fliessen, denn auf Q. 1305 m fanden wir einen kleinen Flyschaufschluss, wo tektonisch stark gepresste Mergel und Sandsteine, in zyklischer Gliederung gelagert, sichtbar sind.

Zwischen Schörizegg und Thunersee kennen wir keinen Aufschluss des Kontaktes Flysch-Molasse. In dieser Gegend stösst die Randflyschzone gegen die Ralligschuppe der subalpinen Molasse. Faziell und altersmässig sind deren Gesteine vergleichbar mit den unterstampischen Hilfernschichten. Die Sandsteine entsprechen den oft beschriebenen Horwer-, Hilfern- und Biltenerschichten. Zwischen diesen Sandsteinen und dem Randflysch können manchmal noch Rupélienmergel eingelagert sein. Die Verbreitung und Ausdehnung der ganzen subalpinen Molasse in diesem Gebiet ist sehr schlecht bekannt. Eine Neubearbeitung dieser Region im Anschluss an die Untersuchungen von Haldemann (1948) und Haus (1937) drängt sich auf.

Die Abtrennung Flysch-Molasse konnte vor allem in denjenigen Gebieten nur ganz arbiträr erfolgen, wo Flyschmergel an die Rupélientone grenzen. In den seltenen Aufschlüssen sind diese Gesteine makroskopisch und mikroskopisch kaum zu unterscheiden.

Scherer (1961) hat neuerdings in Rupélientonen im Gerstengraben zwischen Bodmi und Alpiglen Hystrichosphaeriden und Dinoflagellaten gefunden. Der Leitwert dieser Fossilien ist noch umstritten. Flyschsedimente der Schweiz wurden noch nie daraufhin untersucht.

Etwas einfacher ist die Abtrennung Flysch-Molasse dort, wo die unterstampischen Ralligsandsteine an die Flyschsedimente stossen. Die Molassesandsteine sind gut an ihrer typischen Sedimentationsart kenntlich. Ferner treten die Ralligsandsteine vermöge ihrer grösseren Widerstandskraft gegenüber den weicheren Flyschgesteinen orographisch hervor. Gestützt auf diese Eigenschaft und auf die spärlichen Aufschlüsse haben wir auf der Karte die Flysch-Molassegrenze eingetragen.

Auf Schörizegg wird der Hügel P. 1511, der die Schörizegg gegen N begrenzt, von Nagelfluh gebildet. Wie ein kleiner Aufschluss unmittelbar unterhalb P. 1511 und ein weiterer im Bach 300 m NE Alp Vorderschöriz zeigen, handelt es sich wahrscheinlich um die Kaltbachnagelfluh.

Infolge eines grossen Bergsturzes und eines mächtigen Hohgantsandsteinblockfeldes erscheint der nächste Molasseaufschluss erst im Horrenbach unterhalb Hubelhörnli. Dort treten mächtige Sandsteinmassen auf, die zur Ralligschuppe gehören.

Bei der Einmündung der beiden Bäche, welche auf der Zettenalp entspringen, sind weiche Rupélienmergel aufgeschlossen. Wegen der weichen Unterlage neigen die Uferhänge zu häufigen Rutschungen.

Die morphologische SW-Grenze der oberen und unteren Zettenalp wird von einer verhältnismässig gut ausgeprägten Kante gebildet. Diese verläuft in

SW–NE-Richtung. In vereinzelten Aufschlüssen konnte festgestellt werden, dass dieser Kamm von zähen Sandsteinen der Ralligschuppe gebildet wird, die gegenüber den weichen Flyschsedimenten orographisch hervortreten. Die Kante lässt sich bis in das durch Schutt und Bergsturz bedeckte Gebiet der Oberen Matte verfolgen.

Weiter südlich im Gerstengraben sind die schon oben erwähnten Rupélientone aufgeschlossen.

Nahe beim Randflysch sind erst oberhalb Ralligen am Thunersee wieder Molassegesteine aufgeschlossen. Anstehend sind dort Sandsteine der Ralligschuppe (Ralligschichten), ferner eine mächtige Nagelfluhmasse. Letztere dürfte tektonisch der Beichlen–Honegg-Schuppe angehören (vgl. tektonische Übersichtskarte).

Der subalpine Flysch

Der subalpine Flysch zeigt sich als eine nach S einfallende Serie von schiefrigen Mergeln und groben bis feinkörnigen, glimmerreichen bis siltigen Sandsteinen, in die fremdartige Gesteine eingelagert sind. Das über 1000 m mächtige Schichtpaket ist tektonisch stark beansprucht. Kleinfältelung, Zerreissen, Knickung, Durchsetzung mit Kalzitadern, Laminierung etc. sind an vielen Aufschlüssen zu beobachten. Nirgends konnte eine Gliederung in Falten oder gar Schichtgruppen nachgewiesen werden.

In der oben kurz skizzierten Sedimentserie treten manchmal mächtige, meist grünliche Sandsteinbänke auf, die vulkanisches Material führen, die sog. Taveyannazsandsteine. Aus Gründen, die weiter unten aufgeführt werden, betrachten wir den Taveyannazsandstein als echtes Flyschgestein (vgl. p. 105 und Furrer (1949), p. 124)). Wie der Karte zu entnehmen ist, befinden sich alle Taveyannazsandstein-Vorkommen, von einigen Ausnahmen abgesehen, in der Nähe der Überschiebungslinie Randkette-Flysch.

Im N der Schrattenfluh treten fossilführende Brekzien (sog. Grobsandfacies Kaufmanns) auf. Wir finden sie auch im Randflysch des Hohgants, allerdings nur als Blockschutt in Bächen. Wir betrachten diese Brekzien als unterste Lage eines Sedimentationsrhythmus, aus der durch allmähliche Korngrössenabnahme Sandsteine und schliesslich Mergel – sie machen die Hauptmasse des Randflyschs aus – hervorgehen. Aus dem subalpinen Flysch der Schrattenfluh sind Schürflinge (Furrer (1949, p. 132)) bekannt. Es sind Kalke und Quarzite kretazischen-tertiären Alters. Lithologisch und altersmässig analoge Gesteine treten ebenfalls im N des Hohgants auf. Sie sind aber kleiner und weniger ausgedehnt. Charakterisiert ist der subalpine Flysch der Schrattenfluh und des Hohgants durch das Fehlen kristalliner Elemente, sei es als Blöcke im Flysch, sei es als Komponenten von Brekzien oder Sandsteinen.

Der Randflysch im N des Sigriswilergrates, zwischen Sulzigraben und Thunersee, hingegen ist gekennzeichnet durch das Vorkommen grosser kristalliner und mesozoischer Gesteinspakete. Auffallend sind ferner Brekzien und Konglomerate, deren Komponenten z. T. Trümmer der oben erwähnten Gesteinspakete sind. Diese manchmal riesigen Blöcke sind somit nicht tektonisch in den Randflysch eingespiesst worden, sondern müssen als in das Flyschmilieu eingerutschte

und einsedimentierte Schollen aufgefasst werden. Tektonisch in den Randflysch eingespiesste Schürflinge kretazischen-tertiären Alters, analog denjenigen im N der Schrattenfluh und des Hohgants, fehlen zwischen Sulzigraben und Thunersee vollkommen.

Es sei betont, dass Siltsteine und Mergel im ganzen Untersuchungsgebiet weitaus die Hauptmasse des subalpinen Flyschs ausmachen. Es stellt sich in diesem Zusammenhang die Frage, inwieweit die meist schiefrigen Mergel als eine Folge langsam abgesetzter pelagischer Sedimente im Sinne Sujkowskis (1957) aufzufassen sind, oder inwieweit sie als oberste Lagen von Sedimentationsrhythmen zu betrachten sind. Es kann vorläufig nicht entschieden werden, welche Ablagerungsart tatsächlich vorliegt. Man kann sich vorstellen, dass in der Natur beide Fälle zusammen verwirklicht sind. Sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung wechseln die Mergel ständig ihren Aspekt, indem sich Farbunterschiede einstellen, oder indem der Gehalt an Glimmer ändert. Eine wichtige Rolle spielt auch der Ton- und Kalkgehalt. Eine bestimmte Mergelfacies ist nicht auf eine bestimmte Zone im Randflysch beschränkt. Lithologisch verschiedene Mergelschiefer treten regellos überall auf.

Für die Beschreibung des subalpinen Flyschs haben wir uns folgender Einteilung bedient:

A. Der Taveyannazsandstein:
   Er stellt eine Besonderheit innerhalb der eigentlichen Flyschgesteine dar. Ferner kommt er im ganzen Untersuchungsgebiet häufig vor.

B. Der subalpine Flysch im N des Hohgants und der Sohlflühe.

C. Der subalpine Flysch im N des Sigriswilergrates.
   Die Flyschgesteine der Abschnitte B und C unterscheiden sich durch die Komponenten.

A. Der Taveyannazsandstein

Wir betrachten, wie Furrer (1949), den Taveyannazsandstein als echtes Flyschgestein. Dafür spricht nicht nur seine Ablagerungsart (Turbidit, Bottom structures etc.), sondern auch seine Verfingerung mit den von allen Autoren als Flysch bezeichneten Gesteine. Es ist auffallend, dass fast alle älteren Autoren (Rütimeyer 1850, Studer 1853, Kaufmann 1886) Übergänge von Flysch in Taveyannazsandstein beobachtet haben. So schreibt z. B. Kaufmann wörtlich (p. 334):

«Man hat Macigno, dazwischen schwärzliche, teilweise auch graue weiche Mergelschiefer, dann ein fussdickes Sandsteinlager, welches vom Macigno bis zu Taviglianazsandstein Übergänge bildet.»

Offenbar wurde später diese Beobachtung übersehen (Beck 1911, Schider 1913, Haus 1937). Man betrachtete die Taveyannazsandsteine als tektonisch in den Randflysch eingespiesste Schürflinge, als deren Heimat die Diablerets-Decke bezeichnet wurde.

Wie die Karte zeigt, haben die Taveyannazsandsteine in unserem Gebiet eine grosse Verbreitung. Über grosse Strecken ist es sogar das einzige aufgeschlossene

Flyschgestein (z. B. in der Gegend der Wimmisalp im N des Hohgants), da der Taveyannazsandstein vermöge seines klotzigen Aufbaues der Erosion grösseren Widerstand entgegenbringt und nicht so schnell verwittert, wie die aufblätternden Mergel und Siltsteine. In unserem Untersuchungsgebiet fanden wir ungefähr dreissig kleinere und grössere Vorkommen. Das grösste im N des Hohgants dürfte dasjenige oberhalb Kemmeribodenbad sein. Im N des Sigriswilergrates nennen wir als grösstes Vorkommen die Tanzbodenfluh und die Dallenfluh oberhalb Merligen.

Von einigen Ausnahmen (z. B. Aufschluss Kirchweg Merligen–Sigriswil) abgesehen, befinden sich alle Taveyannazsandsteinlagen in der Nähe der Überschiebungslinie Randkette-Flysch.

Die Farbe des Gesteins ist grau bis intensiv lauchgrün oder dunkelgrün, die der Anwitterungsrinde ist meist braungrau oder braungrün.

Das Gestein ist felsig, die Grundmasse im allgemeinen feinkörnig. Makroskopisch sind vereinzelt Einsprenglinge (Feldspäte und Quarz) sichtbar.

Sowohl Furrer (1949, p. 125) als auch Haus (1937, p. 52) bemerken, dass dem Taveyannazsandstein aus dem Randflysch die anderwärts so typische Flammung und Fleckung fehle. Wir haben aber im Verlaufe unserer Untersuchungen verschiedene Aufschlüsse gefunden (z. B. Bach SE Jurten im N des Hohgants oder an der Dallenfluh im N von Merligen), wo die Ausbildung des Taveyannazsandsteins nicht sonderlich von der des Typgebietes abweicht. Die Flammung und Fleckung ist nur weniger ausgeprägt. Genaue petrographische Untersuchungen der Taveyannazsandsteine aus dem Randflysch stehen noch aus. Die Hauptmasse der Gesteine in unserem Gebiet entspricht dem Strukturtypus C und D von de Quervain (1928, p. 35) (Heteroklastische Gesteine mit Korn 0,5 2 mm resp. 0,5–6 mm).

Wir analysierten Dünnschliffe von folgenden Vorkommen auf ihren Mineralbestand und ihre Struktur hin:

Aus dem Randflysch nördlich des Hohgants:

Aus dem Bach W Kemmeribodenbad (Wassergraben).
Bach N Glunti.
Wimmisalp.

Aus dem Randflysch N Sigriswilergrat:

Schörizegg,
Hubelhörnli,
Zettenalp,
Dallenfluh,
Kirchweg Merligen–Sigriswil.

Alle diese Taveyannazsandsteine gehören nach der Klassifikation von Vuagnat (1952) in die Gruppe II.

Bei den vulkanischen Komponenten handelt es sich um felsitische Hornblende-Augit-Spilite oder um Hornblende-Augit-Spilit mit einer intermediären Struktur zwischen vitrophyrisch und grobfelsitisch. Häufig sind albitochloristische Spilite von felsitischer, hyalopilitischer oder vitrophyrischer Struktur.

Vulkanische Mineralien:

Albit, alkalischer Feldspat meist perthitisch, Augit, Hornblende, Clorit, Quarz, Kalzit z. T. durch Verwitterung von Plagioklas, Erze.

Nicht-vulkanische Mineralien:

Quarz, Quarz-Feldspat (Albit-Oligoklas), Aggregate mit Biotit und Kalifeldspattrümmer wahrscheinlich granitischen Ursprungs.
Feinkörniger kalkiger Sandstein, Kalkbruchstücke,
Kalzit in groben Kristallen, Quarzite (?).

Die Taveyannazsandsteine lagern oft in Bänken, 20 cm bis 2 m dick, getrennt durch dünne schwarze Mergel- oder Siltlagen, die in ihrer Mächtigkeit stark schwanken oder sogar verschwinden. Im allgemeinen ist das Korn der Sandsteinbänke schlecht sortiert. Grobes Material tritt manchmal in einer unregelmässigen Zone mitten in einer Sandsteinbank auf. Häufig lässt sich beobachten, dass das feine Material im oberen Teil einer Bank überwiegt. «Bottom structures» konnten festgestellt werden.

In mehreren Fällen war die Zufuhr und Anhäufung von Sand innerhalb relativ kurzer Zeit so gross, dass sich mergelige Zwischenlagen nicht bilden konnten, oder vom nächsten Turbidity Current weggeschwemmt wurde. So werden die sog. Composite Beds aufgebaut, die mehrere Zehner von Metern mächtig werden können (vgl. Kuenen 1951, Dzulynski und Slaczka 1959). Die Sedimentationsart darf für die Entstehung der riesigen Taveyannazsandsteinmassen der Dallenfluh und Tanzbodenfluh, oberhalb Merligen, angenommen werden.

Ein anderes Profil, in dem der lithologische Aufbau der Taveyannazsandsteine – vor allem aber auch der Übergang Taveyannazsandstein- eigentliche Flyschgesteine – studiert werden konnte, befand sich im Bach nördlich Glunti, am N-Fusse des Hohgants. Wir haben diesen Aufschluss 1959 aufgemessen. Im regenreichen Sommer 1960 wurde er durch Rutsche der Uferhänge total zugedeckt.

Das Profil begann oberhalb des Weges, der von Obersti Buhütte (P. 1166) zum Glunti führt und den Bach auf Quote 1208 m kreuzt. In der Bachrunse zeigten sich folgende Gesteine (von unten nach oben):

Die untersten 50 m wurden von schlecht aufgeschlossenen, z. T. verschutteten Siltbänken und schwarzen Mergeln, mit harten dunklen Linsen von etwa 2 cm Dicke und 50 cm Länge, gebildet. Im Schliff kann eine leichte Grünfärbung festgestellt werden, die wohl von feinverteiltem Eruptivmaterial herrührt. Kohlenschmitzen sind häufig, selten hingegen Globigerinen- oder Bryozoenreste.

Nach 20 m Schutt folgte die erste, 10 m mächtige, feinkörnige Taveyannazsandsteinbank, aufgebaut aus Lagen von etwa 1,5 m Dicke. Darüber lagerte eine etwa 20 cm mächtige Globigerinenführende Mergelschicht. In diesen Mergeln konnte nur noch sehr wenig Eruptivmaterial festgestellt werden.

Der Übergang Taveyannazsandstein–Mergel vollzog sich abrupt, innerhalb 1–1,5 cm.

Darüber folgten schlecht aufgeschlossen Siltbänke (mit scharfer Untergrenze) übergehend in schwarze Mergel. Gegen oben wurden die Mergel häufiger. Ihre Schichtung war ganz verwischt, weil sie aufblätterten und bis tief hinein angewittert waren. Im Schliff zeigte es sich, dass in diesen Mergeln und Siltbänken eruptives Material kaum noch festgestellt werden konnte. Hingegen fanden wir Trümmer von Nummuliten Discocyclinen und Globigerinen.

Darüber lag eine 7 m mächtige Taveyannazsandsteinbank, aus der sich infolge allmählicher Korngrössenabnahme feinkörnige Sandsteine schliesslich Mergel entwickelten. (Die Untergrenze der Taveyannazsandsteinbank war nicht sichtbar). Der Taveyannazsandstein enthält nicht viel Sedimentmaterial und keine Fossilien. Gegen oben scheint der Anteil an Sedimentbruchstücken zuzunehmen, das Eruptivmaterial tritt zurück. In den Mergeln, in denen lagenweise Globigerinen auftreten, kann nur noch eine lichte Grünfärbung festgestellt werden, die wohl von feinverteiltem vulkanischem Material herrühren dürfte.

Wir haben oben bereits erwähnt, dass wir den Taveyannazsandstein unseres Gebietes als Ablagerungsprodukt von Turbidity Currents betrachten. Vorerst haben wir beschrieben, wie die Bildung schlechtsortierter Taveyannazsandsteinmassen (Dallenfluh, Tanzbodenfluh) zu erklären ist. Im Bach N Glunti konnten nun Bänke mit besserer vertikaler Kornsortierung gefunden werden. Es sind dabei zwei Arten von Graded Bedding zu unterscheiden, beide in der Literatur oft beschrieben (vgl. Kuenen 1952 und 1958, Ksiazkiewicz 1952, Radomski 1958), weshalb wir nicht weiter darauf eintreten werden:

1. Discontinous graded bedding: Plötzlicher Wechsel der Korngrösse beim Übergang von Sandsteinen zu schiefrigen Mergeln.
2. Continous graded bedding: allmählicher und stetiger Übergang von der grössten zur kleinsten Korngrösse.

Wir haben bei der Beschreibung des Profils von Glunti auf eine andere Besonderheit aufmerksam gemacht, nämlich dass der Anteil an Eruptivmaterial zu schwanken scheint. Dies ist besonders gut im Bach unterhalb Hubelhörnli (NW-Fuss des Sigriswilergrates) zu beobachten. Dort entspricht eine untere psephitische Lage jeweils dem Taveyannazsandstein, während der psammitisch-pelitische Teil aus Silten oder Mergeln besteht, die manchmal Foraminiferentrümmer führen und in denen Eruptivmaterial nur noch als leichte Grünfärbung festgestellt werden kann.

Ob nun die psammitische Lage tatsächlich weniger Relikte vulkanischen Ursprungs enthält, ist ausserordentlich schwierig zu entscheiden. Es könnte sein, dass das Eruptivmaterial wegen der Kleinheit des Korns dieser Mergel im Mikroskop nicht als solches erkannt werden kann.

Man kann sich aber auch vorstellen, dass nicht jeder Rhythmus Sandstein-Mergel das Produkt eines einzigen Turbidity Current ist, sondern dass ein grosser Teil der feinkörnigeren Lagen aus einer normalen pelagischen Sedimentation hervorgegangen sind. So wäre eine Abnahme des Eruptivmaterialgehalts und das Auftreten von Foraminiferen führenden Silten und Mergeln erklärbar. In unregelmässigen Zeitabständen wäre diese pelagische Sedimentation unterbrochen worden von Turbidity Currents, die verhältnismässig rasch Sand mit Eruptivmaterial aufschütteten. Die rasche Ablagerung hätte auch die in der Natur beobachtete schlechte Kornsortierung der Taveyannazsandsteine zur Folge.

Es sei erwähnt, dass z. B. Sujkowski (1957) für die Entstehung von Flyschkomplexen in den Karpathen eine analoge Sedimentationsart annimmt.

Die Taveyannazsandsteine sind also echte klastische Sedimente, deren Hauptbestandteile Trümmer von Lava-, Kristallin- und Sedimentgesteinen sind (vgl. de Quervain (1928, p. 71). Auf dem Transport hat sich nicht-vulkanisches Material in mehr oder weniger grosser Menge zugesellt und lagerte sich vermischt mit dem eruptiven ab.

Die Ablagerung erfolgte vorerst in der Strand- oder Schelfregion, zumindest aber in Landnähe, denn die oft auftretenden Pflanzenreste (vgl. p. 107 und Heer, 1875) deuten darauf hin. In einem späteren Zeitpunkt wurde das Material durch Turbidity Currents in die Tiefe verfrachtet, wobei wahrscheinlich noch weiteres

nichtvulkanisches Material mitgerissen wurde. So könnte der hohe Anteil an Sedimentgesteinen in den Taveyannazsandsteinen erklärt werden.

Im 19. Jahrhundert wurden auf Veranlassung Oosters Fossilien aus den Taveyannazsandsteinmassen der Tanzbodenfluh und der Dallenfluh gesammelt. Die Sammlung wird heute im Naturhistorischen Museum Bern aufbewahrt. Wir haben auf eine Revision der Bestimmungen Oosters (1870) verzichtet, weil die Fossilien sehr schlecht erhalten sind.

In typischen Taveyannazsandsteinen sind Fossilien äusserst selten. Foraminiferen konnten etwas öfters in Übergangsgesteinen gefunden werden, in Gesteinen, in welchen das Vulkanmaterial gegenüber den Komponenten sedimentären Ursprungs zurücktritt. Wir stellten folgende Foraminiferen fest:

Nummuliten-Reste	selten
Discocyclinen-Reste	sehr selten
Gümbelinen	sehr selten
Globigerinen	häufig
Globotruncanen	sehr selten
Globigerinoides (?)	sehr selten

Ferner:

Gastropoden-Reste
Bryozoen-Reste
Lithothamnien

Zu erwähnen sind vor allem bestimmbare Pflanzen, (vgl. Heer 1875, p. 169 und Tafel LXIX). Es handelt sich dabei um Equiseten-Reste.

Da der Taveyannazsandstein stratigraphisch mit dem Randflysch durch mannigfaltige Übergänge verbunden ist, darf für beide Gesteinssorten gleiches Alter angenommen werden (Obereocaen, vgl. p. 131).

Im Zusammenhang mit den Taveyannazsandsteinen stellt sich die Frage nach dem Alter des Vulkanismus, der die Klastika vulkanischen Ursprungs in diese Sandsteine geliefert hat.

Untersuchungen an den Komponenten der Taveyannazsandsteine und Überlegungen paleogeographischer Natur führen Vuagnat (1952) zu folgender Hypothese: «Au Cretacé supérieur sans doute le géosynclinal situé devant le front du grand géanticlinal des Crisonides est bien près d'être comblé; il s'y dépose encore des boues marneuse, souvent riches en silice, qui constitueront certains Flysch penniques et préalpins. A la faveur des surfaces listriques engendrées par les mouvements orogéniques de la phase austrique, un magma spilitique monte des profondeurs» (p. 90). Laut Vuagnat hätte dieses Magma mächtige Schichten aufgebaut. Die Epoche der Flyschbildung sei charakterisiert «par la destruction de la partie supérieur de l'édifice volcanique. Le rivage sud ou sud-est de la mer du Flysch nordhélvetique est alors une terre presque entièrement constituée d'épaisse coulées d'andésites ou de spilites à augite et hornblende fraîches» . . . etc. (p. 91).

Beuf, Biju-Duval, Gubler (1961) und einige andere Autoren glauben aber im Gegensatz zu Vuagnat zeigen zu können, dass Flyschbildung und vulkanische Tätigkeit gleichalterig seien. Gestützt wurde diese Hypothese durch sedimentologische Beobachtungen. Die Ausbildung des Überganges eigentlicher Flysch–Taveyannazsandstein sei dabei ausschlaggebend. Dieser sei sowohl in horizontaler

wie auch vertikaler Richtung immer sehr abrupt. Diese Tatsache haben die oben zitierten Autoren dazu geführt, den Kontakt Flysch-Taveyannazsandstein genau zu verfolgen und zu analysieren. Die Untersuchungen und Analysen ergaben nun zwei wichtige Argumente für die Synchronisation von vulkanischer Tätigkeit-Flyschbildung:

1. Die Existenz von Fluxo-Turbiditen (vgl. Kuenen 1958), aufgebaut aus einer Mischung von einfliessendem detritischem Material und vulkanischen Einlagerungen.
2. Die Absenz von vulkanischen Elementen in denjenigen Schichten, die an die Ablagerungen der Fluxo-Turbidite angrenzen (p. 144).

Wir haben bereits gesehen, dass der Taveyannazsandstein im Randflysch durch mannigfaltige Übergänge mit dem eigendlichen Flysch verbunden ist. Sedimentologische Besonderheiten, wie sie Beuf, Biju-Duval, Gubler (1961) beschreiben und auf p. 115 (Fig. 1) darstellen, treten in unserem Untersuchungsgebiet nicht auf.

Ob das vulkanische Material im subalpinen Flysch aus älteren aberodierten Schichten des Hinterlandes stammt (vgl. Vuagnat) oder ob es gleichzeitig mit der Ablagerung am Schelf gefördert wurde, können wir nicht entscheiden. Die endgültige Lösung dieses Problems muss künftigen Untersuchungen überlassen bleiben.

B. Der subalpine Flysch nördlich des Hohgants und der Sohlflühe bis zum Sulzigraben

Weitaus die Hauptmasse der aufgeschlossenen Sedimente besteht aus Mergeln oder Siltsteinen. Abgesehen von den Taveyannazsandsteinen sind Gesteine mit einem Korngrössendurchmesser von mehr als 1 mm selten. Der subalpine Flysch nördlich des Hohgants und der Sohlflühe kann deshalb auf folgende Art charakterisiert werden:

Eine nach S einfallende (bis 1000 m mächtige) Serie von tonigen Mergeln und Siltsteinen, in denen tektonisch eingespiesste, «fremd» erscheinende Gesteine (sog. Schürflinge) stecken.

Die Flyschmergel sind z. T. schiefrig, aber immer kalkarm und sehr weich ausgebildet. Durch die tektonische Beanspruchung sind die Flyschsedimente oft arg zerrissen, geknickt, verfaltet, aufgeblättert und mit Calcitadern und Rutschharnischen durchsetzt, so dass die Schichtung ganz verwischt ist. Dies bietet natürlich der Verwitterung die besten Bedingungen, weil die Mergel durch die ausgeprägte Verscherung in millimeter- bis centimeter-dicke Schuppen zerfallen.

Vertikalsortierte Mergel- und Sandsteinbänke (graded bedding) gelten als ein Charakteristikum jeder Flyschablagerung. Da die Hauptmasse des Randflyschs aus Mergeln und Siltsteinen besteht, kann infolge des geringfügigen Krongrössenunterschiedes graded bedding im Felde nur selten beobachtet werden. Einer der wenigen Aufschlüsse, in welchem graded bedding festgestellt werden kann, befindet sich im Bach, der unmittelbar W Baumgarten (W oberhalb Kemmeribodenbad) entspringt. Das für den Randflysch so typische Profil dieses Baches werden wir im folgenden etwas detaillierter beschreiben. Der Aufschluss beginnt bei der Bachgabelung auf Quote 1000 m.

Quote 1000–1060 m:

Über 100 m dunkle Mergelschiefer, die stellenweise vereinzelte Globigerinen führen, sonst aber steril sind. Sie sind stark verfaltet, zerrissen, verknetet und geknickt. In diese Mergelschiefer eingelagert finden sich zähere plattige Partien, centimeter-mächtig (selten über 10 cm), die sich nie über mehrere Meter in horizontaler Richtung verfolgen lassen. Meistens sind sie aus dem Schichtverband herausgerissen und stecken als «Phakoide» in den gequälten Flyschmergeln.

Nach oben werden Teile der Mergelschiefer allmählich kompakter und bilden sandig siltige Lagen von unterschiedlicher Mächtigkeit. Sie sind ganz wirr gelagert und ragen aus den aufgeblätterten zerfallenen Mergeln heraus. Ein etwa zwei Meter dicker solcher Siltsteinklotz befindet sich auf Quote 1060 m. Das Schliffbild zeigt eine grünliche (vulkanisch ?) fast undurchsichtige Grundmasse, worin teils gerundete teils eckige Quarzkörner eingelagert sind. Selten sind Kalk, Pyrit, Glaukonit und Feldspat. Kein organisches Material.

Quote 1060–1120 m:

Die Mergel zeigen hier ruhigere Lagerung und gute Schichtung. Weiter oben treten mit scharfer Untergrenze feinkörnige Sandsteinbänke auf, die allmählich in Mergel übergehen. Solche Sandsteinbänke sind im unteren Teil selten, werden aber nach oben häufiger.

Auf eine eingehende Beschreibung aller anderen Aufschlüsse verzichten wir. Doch wollen wir auf einige Besonderheiten aufmerksam machen.

Wir haben bei der allgemeinen Charakterisierung der Randflyschsedimente geschrieben, dass durch die tektonische Beanspruchung die Gesteine oft arg zerrissen, geknickt oder verfaltet sind, so dass die Schichtung ganz verwischt ist. Es finden sich aber auch Partien, in welchen die Sedimente ungestört erscheinen oder infolge ihrer hohen Plastizität keine tektonische Beanspruchung zeigen. Eine solche ruhig gelagerte Partie ist am Emmeufer 500 m östlich Schwand aufgeschlossen.

Andere ähnliche Aufschlüsse befinden sich im Bach westlich Jurteneggli auf Quote 1050 m, wo ganz ruhig gelagerte schwarze Mergel ohne jede härtere oder grobkörnigere Zwischenlage anstehen.

Analoge Verhältnisse treffen wir im Schutzbach östlich Gustiweidli oberhalb der Überschiebungslinie Flysch-Molasse. Hier tritt gut ausgebildet noch eine lndere, häufig zu beobachtende Eigenart des Randflysches auf. In den Mergeln aind manchmal dunkle, selten mehr als 5 cm mächtige Siltsteinbänke eingesagert. Vergleicht man Mergel- und Siltstein im Felde, so kann kein Korngrössenunterschied festgestellt werden. Im Schliff zeigen die Mergel eine amorphe, fast undurchsichtige Grundmasse, aufgebaut aus ausserordentlich feinem detritischem Material. Darin eingebettet befinden sich meistens gerundete Quarzkörner. Die Siltbänke weisen gleiche Grundmasse und gleiche Korngrösse auf, sie enthalten aber mehr Quarzkörner. Meistens sind beide steril, besonders die dunkelsten Varietäten; doch konnten wir winzige Trümmer von organischem Material nachweisen, am häufigsten Bruchstücke von Lithothamnien und Globigerinen, seltener von Nummuliten und Discocyclinen. Bemerkenswert an den Siltsteinen ist ihre scharfe Untergrenze, und dass sie nach oben allmählich in die Mergel übergehen. Wir können also annehmen, dass die Siltsteinbänke den Beginn eines neuen Sedimentationsrhythmus anzeigen.

Eine andere auffallende Varietät innerhalb der Mergelmassen sind die sogenannten Fleckenmergel. Es handelt sich um hellgraue, manchmal etwas grün-

liche Mergel mit grau-braunen Schlieren und Flecken. Sie treten ganz regellos in den dunkelgefärbten Mergelmassen auf, zentimeter bis metermächtig. Sie enthalten ungleich viel mehr Kalk, nämlich 25–30%, während normalerweise der Kalkgehalt der Flyschmergel um 10% schwankt. Das Gestein zeigt eine auffallende Ähnlichkeit mit den sogenannten Leimernschichten im Habkerntal. Es enthält jedoch keine Globotruncanen, sondern eine bemerkenswerte Globigerinenfauna, auf die wir im paläontologischen Teil (p. 132) noch zu sprechen kommen werden.

Fleckenmergel stehen im Bach westlich Schwand, im östlichen Ast, auf Quote 1120 m an. Dort sind sie besonders weich ausgebildet, so dass es uns gelang, aus diesen Mergeln die Kleinforaminiferenfauna nach dem Aufbereitungsverfahren von Eckert (1960) zu isolieren und zu reinigen. Es sei vorweggenommen, dass wir keine aufgearbeiteten Kleinforaminiferen in den Fleckenmergeln gefunden haben. Ebenfalls konnte in diesen Mergeln auch kein graded bedding festgestellt werden. Wir müssen uns darum vorstellen, dass diese Fleckenmergel das Produkt einer normalen pelagischen Sedimentation sind (vgl. Sujkowski, 1957 p. 551).

Wir fanden keine Kalke, die am Aufbau des subalpinen Flysch beteiligt wären. Haus (1937) erwähnt zwar Kieselkalke aus dem Zweigbach des Büetschibaches (p. 51). Wie Schliffuntersuchungen ergaben, handelt es sich dabei um quarzreiche Siltsteine.

Aus dieser Sedimentbeschreibung geht hervor, dass der Randflysch nördlich des Hohgants und der Sohlflühe von den gleichen Gesteinen aufgebaut wird, wie die Flyschmasse nördlich der Schrattenfluh (vgl. Furrer 1949 (p. 119–124)).

FLYSCHFREMDE KOMPLEXE IM N DES HOHGANTS UND DER SOHLFLÜHE

Wir bezeichnen als Schürflinge Gesteine, die im Randflysch stecken, sich aber durch ihren Aufbau deutlich von den Flyschgesteinen unterscheiden.

Wir kennen drei solche Vorkommen, die bereits von Kaufmann 1886 (p. 325) und Haus (1937) eingehend beschrieben wurden. Es handelt sich um den Lithothamnienkalk 300 m SE Jurtenalp, den Lithothamnienkalk oberhalb Gepsli und um den rot-braunen quarzitischen Sandstein 300 m E Jurtenalp.

Beide Lithothamnienkalke führen Nummuliten und Discocyclinen. Mit Recht vergleicht Kaufmann (1886) diese Vorkommen mit den Nummuliten- und Alveolinenkalken im Randflysch der Schrattenfluh (vgl. Furrer 1949, p. 132–146), von welchen sie sich lithologisch und altersmässig nicht unterscheiden lassen. Allerdings beruht die Altersbestimmung nicht auf den Nummuliten, sie konnten nicht isoliert werden, sondern auf Alveolinen, die in diesen Kalken im N der Schrattenfluh nesterweise auftreten. Hottinger 1960 (p. 158) stellt diese Alveolinen (*A. rütimeyeri* Hottinger) ins untere-mittlere Cuisien. Über die Einlagerungsart der beiden Lithothamnienkalke im N des Hohgants kann nichts ausgesagt werden. Sie ragen gleich Riffen aus dem Weideboden.

Ganz in der Nähe des Lithothamnienkalkes SE Jurtenalp steht ein braunroter quarzitischer Sandstein an. Die rot-braune Färbung rührt von Eisenhaltigem Zement her. Im Schliff konnten Nummuliten (Gruppe *N. incrassatus*?),

Discocyclinen und *Halkyardia* sp. gefunden werden. Dieser quarzitische Sandstein und die von Furrer beschriebenen Quarzsandsteine aus dem N der Schrattenfluh dürften einander analog sein. Dort treten sie in Verbindung mit Nummuliten führenden Lithothamnienkalken auf (Furrer 1949, p. 144).

Für diese flyschfremden Gesteine müssen wir als ursprüngliche Heimat den südlichen Teil der Drusbergdecke annehmen, wie das bereits von verschiedenen Autoren (Kaufmann 1886, Furrer 1949 etc.) ausgesprochen wurde. Sie sind, worauf besonders Furrer hinweist, nicht stratigraphisch in den subalpinen Flysch eingelagert, sondern tektonisch in diesen eingespiesst worden. Die Frage, ob solche Nummuliten führende Kalke auch als Komponenten in den Brekzien vorkommen werden wir auf den folgenden Seiten diskutieren.

Herkunft des detritischen Materials

Um die Herkunft des detritischen Materials festzustellen, sind die Mergel und Sandsteine wenig geeignet. Wir müssen möglichst grobkörnige Brekzien, mit Hilfe von Schliffen, untersuchen. Solche Brekzien kommen in der Randflyschzone nördlich des Hohgants und der Sohlflühe lediglich als Schutt vor, z. B. im Bach westlich Schwand. Es handelt sich um die sog. Grobsandfacies Kaufmanns (1886, p. 345). In der Flyschzone nördlich der Schrattenfluh stehen solche Brekzien recht häufig an, obwohl auch dort weitaus die Hauptmasse des Flysches aus Mergeln und Siltsandsteinen aufgebaut wird. Die Brekzien sind wohl nichts anderes als die unterste Lage eines Sedimentationszyklus.

Laut Furrer (1949) ist eine solche Brekzie folgendermassen aufgebaut (p. 120):

Zoogener Kalk als Grundmasse (Nummuliten, Discocyclinen, Lithothamnien etc.),
Quarzkörner z. T. gerollt,
Glaukonit, Körner selten angewittert,
Seewerkalk, Körner eckig,
Schrattenkalk, unter 3 mm Dm,
Mergel bis 2 cm Dm.

Aus dieser Zusammenstellung schliesst Furrer auf Herkunftsort der Komponenten aus dem helvetischen Faciesbereich. Er stellt ferner fest, dass die tektonischen Schürflinge nördlich der Schrattenfluh keine Klastika in den Grobsand geliefert haben (p. 133).

Auf Grund eigener Untersuchungen an den Komponenten dieser Brekzien, die wie oben erwähnt, aus dem Schutt stammen, können wir uns nicht so bestimmt ausdrücken wie Furrer. Wir konnten nicht entscheiden, ob die Gesteinsbruchstücke dem helvetischen oder dem ultrahelvetischen Faciesbereich entstammen.

Schrattenkalk: Es gibt wohl Bruchstücke von schrattenkalkartigen Kalken. Es fehlen aber typische Leitformen wie Orbitolinen, Neotrocholinen, Cuneolinen etc.

Ebenso unsicher ist die Zuordnung von Globotruncanen führenden Kalkkomponenten zum Seewerkalk. Es fehlt in den meisten kleinen Bruchstücken die nötige Anzahl bestimmbarer Globotruncanen. Lithologisch gleichen diese Komponenten sowohl den Leimernschichten (ultrahelvetisch) wie auch dem Seewerkalk (helvetisch).

Ganz selten treten als Komponenten der Brekzien auch Malmkalke, mit Calpionellen auf. Die Bruchstücke sind eher klein, aber wenig gerollt. Eigenartigerweise erwähnt Furrer solche Malmkalke nicht. Sie scheinen an der Schrattenfluh noch zu fehlen, setzen dann bei Schwand an der Emme ein und werden in Richtung Thunersee häufiger.

Buxtorf (1917) beschreibt eine Malmscholle aus dem subalpinen Flysch des Pilatusgebietes. Aus der Abbildung dieses Autors und aus den angegebenen Massen geht hervor, dass bei diesen Calpionellen, wie in unserem Gebiet, die Art *Calpionella alpina* Lorenz vorliegt. Buxtorf vergleicht dieses Malmstück mit Gesteinen der Sattelzone. Calpionellen-Vorkommen aus dem helvetischen Faciesbezirk kennen wir eine ganze Anzahl: am Gemmipass (Steinmann 1913), im oberen Quintnerkalk und in den unteren Zementsandsteinschichten im Walenseegebiet (Arn. Heim 1910–17) oder im Malm des Gonzen (Fichter 1931). Im ultrahelvetischen Faciesbezirk sind Calpionellenkalke überaus häufig. Weiss (1949) gibt auf Tabelle 11 eine Zusammenstellung ihrer räumlichen und stratigraphischen Stellung. Daraus lässt sich ersehen, dass dieses Leitfossil des Malms bei fast allen tektonischen Einheiten der Schweiz vorkommt.

Auch die Malmbruchstücke im subalpinen Flysch gestatten uns demnach nicht die Herkunft der Komponenten zu bestimmen.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von Alveolinen-Bruchstücken, die eine auffallende Ähnlichkeit mit denjenigen der Flyschzone nördlich der Schrattenfluh aufweisen. Dort treten Alveolinen nesterweise in Nummulitenkalken auf. Diese Kalke sind nicht in den Flysch einsedimentiert, sondern tektonisch eingespiesst worden. Als ursprüngliche Heimat dieses flyschfremden Komplexes wird im allgemeinen der südliche Teil der Drusbergdecke angegeben.

Wenn wir – im Gegensatz zu früheren Untersuchungen – glauben, dass Teile von Schürflingen auch als Komponenten von Brekzien vorkommen können, dann ist dies der einzige Anhaltspunkt, der uns erlaubt, eine Materialschüttung aus dem helvetischen Deckenbereich anzunehmen. Bruchstücke von Alveolinen sind jedoch so selten und die Schnitte eher mangelhaft, dass wir mit dieser Schlussfolgerung sehr vorsichtig sein müssen.

Zusammenfassend halten wir fest, dass wir noch immer nicht sicher wissen, woher die Komponenten der Brekzien stammen, mindestens für die im Randflysch nördlich des Hohgants. Allerdings zeigen die Komponenten lithologische Anklänge an den helvetischen Faciesbereich und sind darum viel eher mit diesem, als z. B. mit dem der Klippen in Zusammenhang zu bringen.

C. Der subalpine Flysch nördlich des Sigriswilergrates vom Sulzigraben bis zum Thunersee

Die Hauptmasse des Randflyschs am Nordfuss des Sigriswilergrates wird, wie im N des Hohgants und der Sohlflühe, ebenfalls von Siltsteinen und Mergeln aufgebaut. Es kommen aber auch häufig Sandsteine und polygene Brekzien vor. Charakteristisch für die Zone sind jedoch kristalline und mesozoische Gesteinspakete. Es sind Gesteine, die am Nordfuss des Hohgants und der Schrattenfluh fehlen oder nur ganz selten vorkommen. Auffallend ist, dass sich Trümmer dieser Schollen als Komponenten am Aufbau der Brekzien und Sandsteine beteiligen. Wir haben sie demnach nicht als tektonisch in den subalpinen Flysch eingespiesste Schürflinge, sondern als einsedimentierte Einschlüsse zu bezeichnen.

SCHÖRIZEGG

Die wohl interessantesten Aufschlüsse unseres gesamten Untersuchungsgebietes befinden sich auf der Schörizegg (Fig. 2). Die Schörizegg ist ein etwa 1 km langer Weiderücken, der sich am N-Ende des Sigriswilergrates in N–S Richtung erstreckt. Die dort aufgeschlossenen Flyschgesteine haben W–E-Streichen und S-Fallen. Der Betrag des Einfallens wechselt ständig, was mit der starken tektonischen Beanspruchung der Randflyschzone im Zusammenhang stehen dürfte. Das Streichen ist weniger starken Änderungen unterworfen.

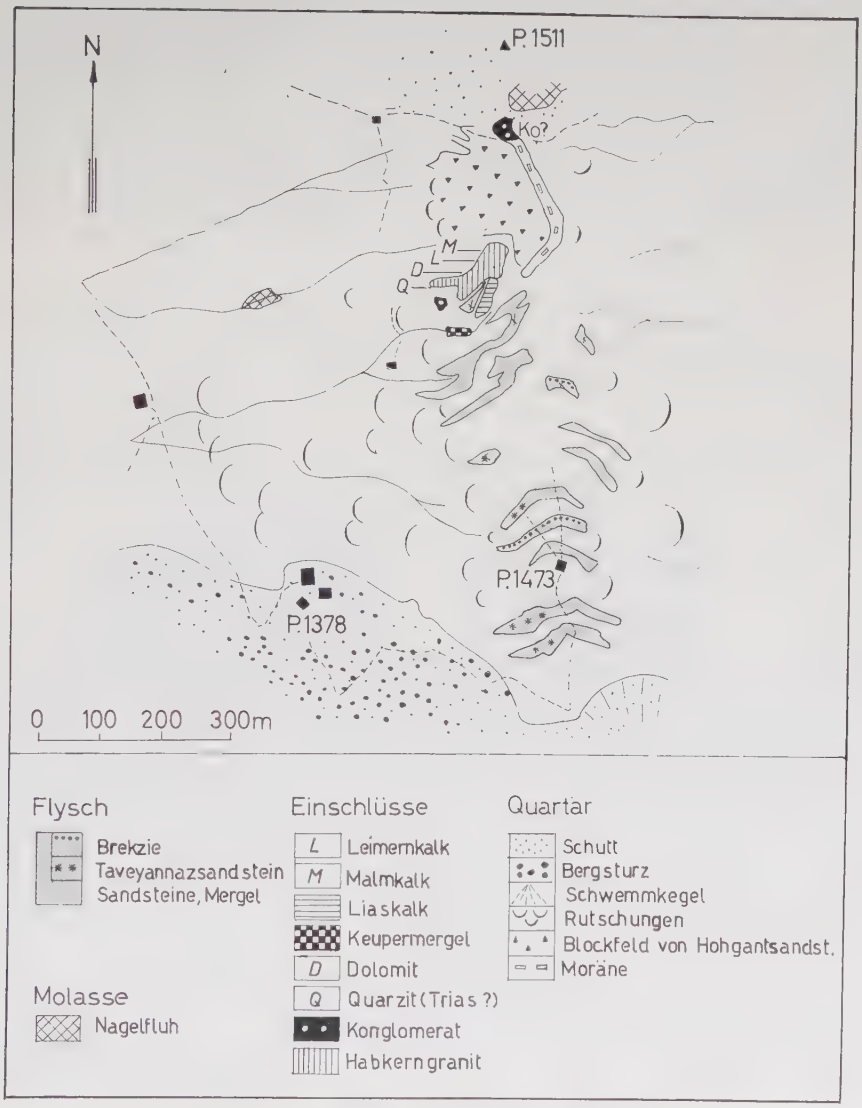


Fig. 2. Geologische Detailskizze der Schörizegg

Die Aufschlüsse sind eher lückenhaft und beschränken sich auf eine etwa 200 m breite Zone des Grates. Die anschliessenden Hänge sind verrutscht, weisen aber Gesteinsblöcke auf, die auf dem Grat anstehen. Rund um P. 1473 treten die eigentlichen Flyschgesteine zutage (Mergel, Siltsteine, Brekzien und Taveyannazsandsteine). Die tonig-mergeligen Flyschsedimente sind meist bis tief hinein verwittert und neigen zu häufigen Rutschungen.

Etwa halbwegs zwischen P. 1473 und P. 1511 beobachtet man Einschlüsse (Fig. 3) in Form von kristallinen oder kalkigen Gesteinspaketen.

Alle die dort auftretenden Gesteine sind auf p. 116 121 unter a bis l beschrieben.

Wie Fig. 2 zeigt, wird das Hügelchen P. 1511 von Molasse-Nagelfluh aufgebaut. Südlich davon ist die Weide übersäht von Hohgantsandsteinblöcken (um 1 m^3). Es handelt sich um eine Moräne (vgl. p. 140). Der auf Fig. 2 mit «Ko?» angegebene Aufschluss wird auf p. 116 unter b beschrieben. Für die Beschreibung haben wir uns folgender Einteilung bedient:

A. Die eigentlichen Flyschgesteine (ohne Taveyannazsandstein, der auf p. 103-108 besprochen ist).
B. Einschlüsse.

A. DIE EIGENTLICHEN FLYSCHGESTEINE

1. *Flyschmergel*

Schwarze bis schwarzgraue, manchmal etwas bräunliche, schiefrige z. T. tonige Mergel. Sie sind sehr weich und blättern auf, was der Solifluktion Vorschub leistet (vgl. p. 142). Die Flyschmergel-Aufschlüsse auf Schörizegg sind lückenhaft. Die Mergel sind meistens steril, doch konnten Trümmer von Foraminiferen festgestellt werden.

Wir haben keinen Unterschied zwischen den Mergeln der Schörizegg und denjenigen am Nordfuss der Hohgantkette gefunden. Ausser kleinen eckigen Quarzkörnchen sind keine anderen Komponenten bestimmbar. Da aber der grösste Teil der Mergel zusammen mit den Sandsteinen und Brekzien abgelagert wurde (Turbidity Current), darf angenommen werden, dass die Bestandteile, die sich am Aufbau sowohl der Mergel, als auch der Sandsteine und Brekzien beteiligen, die gleichen sind.

2. *Flyschsandsteine*

Sie zeigen einen mikrobrekziösen Aufbau und enthalten oft Trümmer von Foraminiferen (Nummuliten, Discocyclinen, Globigerinen Operculinen etc.) Es ist die gleiche Fauna wie in den Brekzien. Weitere Komponenten sind: Quarz, Dolomit, Malmkalk mit Calpionellen, Kalke mit Echinodermenresten, Feldspat-Quarz-Relikte und Glaukonit. Das Bindemittel Kalzit ist zu groben Körnern rekristallisiert und hatte auf die Kalkkomponenten und auf den Glaukonit eine korrosive Wirkung. Es bildet ein Netz von feinen Äderchen, in die manchmal Quarz, Glaukonit und Kalkbruchstücke eingeschlossen sind.

3. *Flyschbrekzien*

Polygene Brekzien stechen auf Schörizegg in zwei kleinen Aufschlüssen aus dem Weideboden, 100 m resp. 300 m N P. 1473.

Komponenten dieser Brekzien:

Organismen und Organismenreste: Nummuliten, Assilinen, Discocyclinen, Gypsinen, Rotaliden oder Anomalinen, Globigerinen, Globotruncanen etc.

Quarzkörner, eckig bis angerundet.

Granite, eckig, im Schliff analog den Habkerngraniten.

Dolomite, eckig, steril. Leicht erkennbar an der gelben Anwitterungsrinde.

Echinodermenkalke, eckig. Sie sind eher selten. Sie können auf Grund von Schliffvergleichen zum Lias gestellt werden (vgl. p. 119).

Malmkalke mit Calpionellen, eckig bis angerundet, recht zahlreich.

Kreidekalke, sehr selten. Die Bruchstücke enthalten gerollte Trocholinen oder Orbitolinen. Bemerkenswert ist, dass keine Kalke mit Globotruncanen als Komponenten der Brekzien auftreten. In der Grundmasse sind indessen Globotruncanen (hauptsächlich der *lapparenti*-Gruppe) nicht besonders selten (Aufarbeitung!).

Glaukonit, häufig. Gerundet oder eckig, manchmal auch interstitiale Stellung.

Kalzit als Bindemittel.

Die Kornsortierung dieser Brekzien ist im allgemeinen auffallend schlecht, was für eine rasche Ablagerung spricht. Manchmal sind die Komponenten sehr dicht gepackt und Organismenreste selten.

Anzeichen tektonischer Beanspruchung der Komponenten konnte nicht festgestellt werden.

B. EINSCHLÜSSE

In den Flysch einsedimentierte Einschlüsse treten auf Schörizegg in einem Areal auf, das etwa 150 m lang und 100 m breit ist. Es sind zwei kleine Hügelzüge mit einförmiger Abdachung nach S (Fig. 3). Wir können drei Zonen auseinander-

Fig. 3. Einschlüsse der Schörizegg.

halten, deren Kontakte unter sich und mit dem Flysch nicht feststellbar sind. Auf Fig. 3 befindet sich links die Zone, in welcher Habkerngranite überwiegen. Rechts von der unteren Tannengruppe sehen wir die Kante der Echinodermenkalke (Lias). Dazwischen treten Flyschsedimente auf, die senkrecht stehen, oder gegen S und unter dem Liaskalk einfallen. Sie lassen keine Verbindung mit den anderen Zonen erkennen. In der unteren Tannengruppe liegen ferner zwei, mehrere m^3 grosse Blöcke, deren Alter und Herkunftsort wir nicht bestimmen konnten. Sie sind unter k) und l) auf p. 120 beschrieben.

Neben den Habkerngraniten und Echinodermenkalken, die weitaus am verbreitetsten sind, findet man die verschiedenen Gesteine, die regellos zerstreut als Blöcke im ganzen Areal herumliegen. Es handelt sich um Dolomite, Quarzite, Malmkalke und Kalke mit Globotruncanen (Leimernkalke der Legende zu Fig. 2 und Tafel 1).

Besonders zu erwähnen sind noch 2 weitere Einschlüsse; nämlich Kristallinkonglomerat und Keupermergel. Beide Vorkommen treten etwas abseits (20–30 m) von der Hauptmasse der Einschlüsse auf. Wir haben sie im folgenden unter b) resp. e) beschrieben.

a) *Habkerngranit*

Die Hauptmasse der Einschlüsse auf Schörizegg wird von typischem, schon oft beschriebenem (z. B. Soder 1949, p. 79), rotem grobkristallinem Habkerngranit gebildet. Aus dem Aufschluss ist nicht ersichtlich, ob es sich dabei um eine einzige, riesige zusammenhängende Scholle handelt, oder ob es eine Ansammlung von grossen Blöcken ist. Verschiedene etwas isoliert aus dem Weideboden herausstechende Blöcke deuten eher auf eine Anhäufung von Granitpaketen.

Zusammen dürften die Habkerngranite mehrere tausend Kubikmeter messen. Besondere Erwähnung verdient eine feinkörnige, grau-schwarze vererzte Abart von Habkerngranit. Wie das Schliffbild zeigt, ist er vollkommen frisch, mustergültig auskristallisiert, mit schönem hypidiomorphem Gefüge.

Feldspat: Oligoklas gegenüber Kanadabalsam schwach positiv. Polysyntetisch verzwillingt.
Quarz: Vollständig intakt, selten undulöse Auslöschung. Jüngster Gemengteil. Kann mehrere Plagioklaskörner umschlingen.
Biotit: In breiten Blättern, teilweise in Chlorit umgewandelt.

Diese feinkörnigen Granite stehen in der auf (Fig. 3) zuoberst gelegenen Tannengruppe an. Ob eine Verbindung zu den normalen roten grobkristallinen Habkerngraniten besteht, ist aus dem Aufschluss nicht ersichtlich.

b) *Konglomerat* (Fig. 4)

Etwa 18–20 m unterhalb der untersten Tannengruppe (vgl. Fig. 3) sticht aus dem Weideboden ein Konglomerat hervor. Der Aufschluss ist nur klein und wenig ausgedehnt (ca. 1 m^2).

Komponenten: Habkerngranite, gut gerundet.
Grundmasse: Die gerundeten Habkerngranite sind in eine feinkörnige Grundmasse eingebettet. Die feinen Körner dieser Grundmasse sind ebenfalls Granittrümmer. Bindemittel: Kalzit. Sedimentäre Komponenten konnten keine gefunden werden.

Es stellt sich in diesem Zusammenhang die Frage, ob wir hier einen eingerutschten grösseren Konglomeratkomplex vor uns haben, oder ob es sich um

Habkerngranitgerolle handelt, die während der Flyschbildung zusammengeschwemmt wurden (Gigon 1952, p. 107).

Die feinbrekziöse Grundmasse lässt eher vermuten, dass wir es mit einer Bildung zu tun haben, die der von Soder 1949 (pp. 79–85) aus dem Wildflysch ausführlich beschriebenen analog ist. Aus dem Bärselbach beschreibt Soder «eine etwa 16 m mächtige Serie von Brekzien mit eingestreuten faust- bis kopfgrossen Komponenten, die stellenweise zu einem echten Konglomerat zusammentreten... Die Komponenten der Brekzien und Konglomerate sind ihrer Zusammensetzung nach zum Teil mit dem Granit des grossen Blockes identisch» (p. 80).

Fig. 4: Konglomerat der Schörizegg.

Weder im Handstück noch im Schliff ist das Vorkommen der Schörizegg von den auf Soders Fig. 9 (p. 80) unter c oder e eingezeichneten Konglomeratbänken zu unterscheiden. Zwar sind aus der Grundmasse der Brekzien und Konglomerate im Bärselbache Foraminiferen und sedimentäre Komponenten bekannt, die bei Schörizegg fehlen. Sie treten jedoch auch im Bärselbach erst relativ weit vom eigentlichen Habkerngranit entfernt auf (f in der Fig. 9 Soders).

Die Konglomerate sind sicher in Küstennähe abgelagert worden. Die grossen Habkerngranitpakete sind entweder ein Stück Granitküste, auf die vor dem Abgleiten in das Flyschmilieu ein Konglomerat transgredierte, oder ein in unmittel-

barer Küstennähe in ein Konglomerat einsedimentierter Block. Konglomerate und Granitblöcke sind dann in einem späteren Zeitpunkt in die Tiefe verfrachtet worden.

Es scheint uns unwahrscheinlich, dass es sich bei diesen Konglomeraten um zufällig im Flyschtrog zusammengeschwemmte Gerölle handelt, die sich gleichzeitig mit den eigentlichen Flyschgesteinen verfestigten. Wäre dies der Fall, dann wäre der Zement wahrscheinlich seiner Zusammensetzung nach nicht mit den Geröllen identisch. Es wären reichlich sedimentäre Komponenten zu erwarten, ferner ist anzunehmen, dass sich bei einer solchen Bildungsart Mergel- und Siltpartien einschalten würden.

Bei der auf Fig. 1 mit Ko? bezeichneten Stelle beobachtet man einen lockeren granitischen Grus, in dem zahlreiche, bis kopfgrosse Habkerngranitgerölle herumliegen. Es handelt sich dabei um verwitterte Brekzienbänke, mit gut gerundeten Geröllen oder um ein verwittertes Konglomerat, analog dem oben beschriebenen, wo der spärliche Kalzit, das Bindemittel, weggelöst wurde. Das Material hat sich mit dem darüberliegenden Moränen- und Verwitterungsschutt vermischt.

Es sei betont, dass die südlich P. 1511 anstehende Molasse-Nagelfluh keine Habkerngranite führt.

c) *Dolomit* (*Trias*)

Mehrere bis 0,5 m³ grosse Dolomitblöcke findet man auf dem ganzen Einschlussareal zerstreut herumliegen.

Der Dolomit ist feinkristallin, zuckerkörnig, weisslich und wittert gelb oder gelb-braun an. Stellenweise sehr porös. Häufig ist auch, meist nur als kleine Blöcke, die zellige, löcherige Abart des Dolomits, die sog. Rauh- oder Rauchwacke.

Im Schliff zeigt sich der Dolomit in unregelmässigen kleinen Körnern. Kalk ist sehr wenig vorhanden, wahrscheinlich nachdiagenetisch, metasomatisch eingedrungen. Ebenso der Quarz, der jetzt die Wände der Poren auskleidet oder sogar ganz ausfüllt.

d) *Quarzit* (*Trias*?)

Relativ selten treten weisse oder graue Blöcke auf, die an der Oberfläche eine lichte gelbliche Anwitterungsrinde aufweisen. Nach Cayeux (1929) sind sie unter die Silexe von nicht kryptokristalliner Struktur zu reihen.

Im Schliff zeigt es sich, dass das Gestein ursprünglich ein Echinodermenkalk gewesen sein dürfte, denn die Siebstruktur der Echinodermen und Crinoidenstielglieder können erkannt werden. Die Verkieselung fand nach der Diagenese statt, wie durch einige immer noch vorhandene Kalkreste belegt wird. Der Quarz lagerte sich konkretionär in feinen Nadeln ab, und ordnete sich dort zu vollständigen oder unvollständigen Sphaerolithen, wo der Kalk eine runde Struktur (Crinoidenstielglieder oder vielleicht Oolithe) besass.

e) *Bunte Keupertone*

Bunte Tone sind in einem kleinen Drainage-Graben etwa 30 m unterhalb der Echinodermenkalk-Kante aufgeschlossen. Das Vorkommen ist isoliert und die Verbindung Tone-Flysch oder Tone - andere Einschlüsse sind nicht sichtbar.

Schliffbild: Feinkörnige, gleichmässig dichte Struktur.

f) und g) *Lias*

Neben dem Habkerngranit sind liasische Einschlüsse am verbreitetsten. Weisse oder hellgraue Kalke (vgl. f) bilden die auf der Fig. 3 rechts von der unteren Tannengruppe sichtbare Platte. Diese Platte zeigt das S-Fallen und die Streichrichtung der Flyschsedimente. Zusammengenommen messen diese Echinodermenkalke einige tausend Kubikmeter.

Rot-weiss gebänderte oder ganz rote Kalke, führen Belemniten und Ammoniten, treten als kubikmetergrosse Blöcke vorwiegend an der N-Flanke der Habkerngranitzone auf (links von den Tannen auf Fig. 3).

f) *Echinodermenkalk* (*Lias*)

Rot bis weinrot, manchmal weiss oder hellgrau mit rötlicher bis bräunlicher Tönung, selten mit gelblichen Partien. Auffallend sind weiss-rot gebänderte Kalke, ferner die extreme Spätigkeit und die herauswitternden Crinoidenstielglieder.

Es besteht kein lithologischer Unterschied zwischen den noch zu besprechenden (vgl. p. 127) Liaskalken der Zettenalp und Bodmi, und denjenigen der Schörizegg.

Im Schliff sehen wir eine dichte kalkige Grundmasse mit zahlreichen Resten von Crinoidenstielgliedern und Echinodermenplatten. Teilweise ist die Siebstruktur der Echinodermen infolge Imprägnation mit Eisenlösung noch gut sichtbar, teilweise hat bereits eine Umkristallisation der Fossilreste stattgefunden. Quarz in kleinen eckigen Körnern.

g) *Oolithische Kalke* (*Lias*)

Sie zeigen Molluskenreste und Echinodermenstrukturen, die stark umkristallisiert sind. Im Schliff beobachtet man ferner Textulariden, Milioliden und Lageniden.

Sowohl im Handstück als auch im Schliff stimmen diese Gesteine mit Hettangien-Kalken des Stanserhorns überein (vgl. Christ 1920 und Geiger 1957).

h) *Calcaire concrétionné* (*Malm*)

Hellgraue, manchmal weissliche knollige Kalkbrekzie mit etwas dunklerer, dichter, kalkiger Grundmasse.

Im Schliff sind ziemlich viele, relativ grosse, gut gerundete Quarzkörner erkennbar. Fossilien: Spongiennadeln, Schalenquerschnitte von Bivalven oder Ostrakoden (meist stark umkristallisiert).

Sehr grosse Ähnlichkeit weist das Gestein sowohl makroskopisch, als auch mikroskopisch mit Gesteinen von Argovien-Alter vom Stanserhorn auf (Geiger 1957, p. 447).

i) *Kalke mit Globotruncanen* (*Turon-Senon*) (Leimernkalke der Fig. 2)

Sie treten nur in kleinen Blöcken und nur ganz selten auf. Es sind grau-weisse, dichte Kalke, mit manchmal etwas grünlicher Anwitterungsrinde, meist durchzogen von einem feinen Kalzitadernetz.

Das Alter dieser Kalke konnte nicht genau festgelegt werden. Alle darin vorkommenden Globotruncanen gehören der *lapparenti*-Gruppe an. Das Gestein ist ferner ausserordentlich reich an Fissurinen; seltener sind grosse Heteroheliciden und Globigerinellen.

Es ist schwierig zu entscheiden, ob diese Globotruncanen führenden Kalkblöcke der Schörizegg zum Seewerkalk oder zu den Leimernschichten gestellt werden sollen. Nach Alter und Ausbildung könnten sie beides sein.

Seewerkalk ist aus der Randkette nicht bekannt. Dort transgrediert das Tertiär unmittelbar auf den oberen oder unteren Schrattenkalk. Anders sind die Verhältnisse am Waldeggewölbe (zwischen Habkerntal und Niederhorn), wo das Tertiär auf Seewerkalk liegt. Weiter im E am Harder NE Interlaken, fehlt der Seewerkalk offenbar. Er tritt erst wieder am Augstmatthorn als Liegendes der Wangschichten auf, über welchen das Tertiär folgt. Vom Seewerkalk muss angenommen werden, dass er Schichten vom Cénomanien bis zum unteren Sénonien umfasst (Bolli 1954, p. 239). Seewerkalk käme also, was Ausbildung und Alter anbelangt, als Lieferant der Kalkblöcke der Schörizegg in Frage.

Gegen die Deutung als Seewerkalk spricht aber, dass im gesamten Randflysch zwischen Sulzigraben und Thunersee keine anderen Gesteine der helvetischen Serie als Komponenten der Flyschbrekzien oder als Blöcke gefunden wurden (ausgenommen die Taveyannazsandsteine). Das Auftreten der Kalkblöcke mit Globotruncanen auf Schörizegg, zusammen mit Habkerngraniten und Gesteinen, die, wie wir gesehen haben, eher mit den zentralschweizerischen Klippen im Zusammenhang stehen, deutet an, dass sie einem südlichen Faciesbereich entstammen. Deshalb stellen wir die Globotruncanen führenden Kalkblöcke der Schörizegg zu den Leimernschichten (= Couches rouges? (Gigon 1952).

Dabei stellt sich wieder einmal das Problem des stratigraphischen Wertes der Kreidefissurinen, die in den Kalken der Schörizegg so zahlreich auftreten. Ihre systematische Stellung und ihr Leitwert sind immer noch umstritten. Man hat beobachtet, dass im Seewerkalk die Globotruncanen manchmal durch die Fissurinen fast verdrängt werden, während in den typischen Leimernkalken das Verhältnis umgekehrt zu sein scheint. Diese Beobachtung kann in Fällen, wo aus tektonischen Gründen sowohl Seewerkalk als auch Leimernschichten vorhanden sein könnte, als Indiz dienen, nicht aber als zwingenden Beweis. Denn Dünnschliffe von Leimernschichten aus dem Habkernflysch vom Schlierli bei Alpnach zeigen, dass Fissurinen auch in Leimernschichten in grosser Zahl auftreten.

Schliesslich seien im folgenden noch 2 Einschlüsse beschrieben, deren Herkunftsort und Alter unbekannt sind (vgl. p. 116). Sie befinden sich zwischen der Habkerngranitzone und der Kante der Echinodermenkalke.

k) *Silexknollen in sandiger Grundmasse*

Der Inhalt des Blockes beträgt ca. 5 m³. Das Gestein besteht aus eng aneinanderliegenden, grossen, schwarzen Silexknollen, die in eine sandige Grundmasse eingebettet sind. Diese ist aufgebaut aus kleinen eckigen bis angerundeten Quarzkörnchen, Glaukonit und Feldspat, die in einen kalkigen Zement eingelagert sind.

Fossilien oder Fossilreste sind keine vorhanden.

l) *Dichter, grau-schwarzer mergeliger Kalk*

Die Anwitterungsrinde ist braun. Das Gestein ist in tafelartigen Bänken von 0,5–5 cm Dicke geschichtet, die beim Anklopfen klirrend auseinanderbrechen.

Im Schliff sehen wir ein dichtes, sehr feinkörniges Gefüge, in dem feine, eckige Quarzkörnchen und Glaukonit zu erkennen sind. Auch in diesem Gestein gibt es offenbar keine Fossilien oder Organismenreste.

OBERSCHÖRIZ

Die ganze E-Flanke der Schörizegg weist eine derart mächtige Schuttbedekkung auf, dass nur einige Aufschlüsse rund um die Alphütten Oberschöriz (P. 1356) beobachtet werden können. Es stehen dort polygene Brekzien an (200 m N Oberschöriz). Sie sind von der gleichen Art wie diejenigen der Schörizegg (siehe p. 114) aber wesentlich gröber. Sie enthalten bis kopfgrosse, in das Flyschmilieu eingeschwemmte Granitgerölle.

Zu erwähnen sind ferner zwei grosse Habkerngranitschollen, die 400 m N Oberschöriz aus dem Weideboden ragen. Der grössere dieser Blöcke misst um die 100 m³. Kleinere Habkerngranitblöcke, meist stark angewittert und deshalb dunkel-rotbraun sind überall rund um Oberschöriz zu finden.

Der Schutt der Bäche führt eine mannigfaltige Auslese verschiedenster Flyschgesteine. Besondere Erwähnung verdient das Auftreten von Alberese und Ölquarziten, Gesteine, die sowohl im Habkernflysch als auch im Schlierenflysch vorkommen. Leider gibt es keinen Aufschluss, der die Verbindung dieser Gesteine mit den eigentlichen Flyschsedimenten aufzeigt.

Alberese:

Guembel beschrieb 1861 (p. 622) den Alberese als «ein licht-graues, dünnbankiges Gestein von ausgezeichnet bröckelig-muscheligem Bruche, häufig von Kalkspatadern durchzogen, an der Oberfläche stark ausbleichend und sich dann von eigentlichen, feinen Linien durchzogen zeigend.» Diese Beschreibung ist auch für die hier auftretenden Albereseblöcke sehr zutreffend. Doch kann das Gestein leicht mit Malm- oder Leimernkalken verwechselt werden. Alberese ist aber ein vollkommen steriles Sediment, was einen Irrtum vermeiden lässt.

Ölquarzite:

Feinkörnige, dunkelgrüne, manchmal etwas bräunlich-schwarze, fettglänzende, harte Quarzite.

SULZIGRABEN

Unterhalb Oberschöriz im Sulzigraben sticht aus dem Bachufer ein Block hervor (Quote 1230 m). Es handelt sich um eine organogene Brekzie, die bis kopfgrosse gerundete Kristallin- und kleinere Kalkgerölle führt. Es konnte nicht abgeklärt werden, ob dieser Block zum Anstehenden zu zählen ist, oder ob er aus dem Schichtverband herausgebrochen und durch Rutschungen in den Sulzigraben hinunter verfrachtet wurde.

Die Brekzie setzt sich aus folgenden Komponenten zusammen:

Organismen und Organismenreste: Nummuliten, Discocyclinen, Asterocyclinen, Operculinen, Globigerinen, Globotruncanen (Aufarbeitung!), Textulariden, Pellatispiren (??). Alveolinen (sehr selten), Gypsinen (selten).

Quarzkörner, eckig oder angerundet, manchmal etwas milchig.

Kalkbruchstücke mit Calpionella alpina LORENZ (Malm).
Kalkbruchstücke mit umkristallisierten Echinodermenresten oder Spongiennadeln.
Kalkbruchstücke mit Globotruncanen.
Dolomit.
Granit.
Glaukonit, rund oder eckig, z. T. interstitiale Stellung.

Die in diese Brekzie eingelagerten, gerundeten, bis kopfgrossen Komponenten sind wahrscheinlich in den Flyschtrog eingeschwemmte Gerölle, die dann in diese Brekzie einsedimentiert wurden. Die Kalkgerölle sind rekristallisiert und fossilleer, so dass ihr Alter nicht bestimmt werden konnte. Unter den Kristallingeröllen konnten folgende drei Typen unterschieden werden:

1. Grauer, vererzter, frischer Granit, mit roter Verwitterungsrinde.
2. Grobkörniges Quarz-Albit-Gemenge mit einigen Chloritfetzchen. Quarz schwach undulös. Albit leicht serizitisiert.
3. Grus granitischen Ursprungs, Quarzrelikte und Feldspatüberbleibsel, Mafite stark vererzt oder chloritisiert. 1 cm dicke rote Verwitterungsrinde.

Zusammenfassend kann von der Region Schörizegg–Oberschöriz–Sulzibach folgendes gesagt werden:

Im subalpinen Flysch treten grosse kristalline und mesozoische Schollen auf. Trümmer der gleichen Gesteine beteiligen sich am Aufbau der Flyschbrekzien und Sandsteine. Die Schollen sind infolgedessen als echte Einschlüsse und nicht als tektonische Schürflinge zu deuten. Diese Einschlüsse zeigen z. T. eine auffallende lithologische Übereinstimmung mit Gesteinen der Klippendecke. E des Sulzibachs, im Randflysch des Hohgants-Sohlflühe, fehlen diese mesozoischen und kristallinen Elemente offenbar. Einzig der Taveyannazsandstein ist sowohl im Randflysch des Hohgants und der Sohlflühe, als auch im Randflysch des Sigriswilergrates anzutreffen.

HUBELHÖRNLI

Im Gebiete unmittelbar SW Schörizegg verhindert die ausgedehnte quartäre Überdeckung die Beobachtung der Flyschsedimente auf weite Strecken.

Erst in einem Zweigbach des Horrenbachs bei Hubelhörnli treffen wir wieder auf einen Flyschaufschluss.

Das kleine Hügelchen, auf dem die Alphütte Hubelhörnli steht, wird von einem ausgedehnten Vorkommen von Taveyannazsandstein gebildet, der unmittelbar unterhalb der Hütte im Horrenbach auf eine kurze Distanz aufgeschlossen ist (vgl. p. 104).

Zwischen der Molasse und dem Taveyannazsandstein liegen Flyschmergel:

Die dunkelgrauen bis schwarzen Mergel sind tektonisch stark verwalzt, von Kalzitadern durchsetzt und von Rutschharnischen durchzogen. Durch ausgeprägte Zerscherung ist die Schichtung ganz verwischt. Härtere Siltbänke treten auf. Vereinzelt konnten Globigerinen gefunden werden. BECK (1911, p. 45) beschreibt aus diesem Bach tektonisch stark gepressten Dolomit, bunten Ton, Gips und Schieferkalk in direkter Berührung mit Flysch. Leider ist dieser Aufschluss ganz verschwunden.

OBERE UND UNTERE ZETTENALP

Grosse Massen von Einschlüssen im Flysch befinden sich auf der Oberen- und Unteren Zettenalp (Fig. 5). Die Obere Zettenalp (P. 1520) ist wie die Schörizegg

ein in ungefähr N–S Richtung verlaufender Weiderücken, von den Anwohnern Hochschwandgrat genannt. Hauptsächlich an seiner E-Flanke ist Randflysch lückenhaft aufgeschlossen.

Die Hauptmasse des subalpinen Flyschs wird auch hier von Mergeln und Silten gebildet. Diese sind oft stark verbogen, verknetet, mit Kalzitadern durchzogen und neigen zu häufigen Rutschungen. Die in diesen mergeligen Sedimenten auftretenden Sandstein-, Brekzien- und Taveyannazsandsteinbänke sind zerbrochen und stechen ohne Verbindung mit den umliegenden Mergeln und Silten aus dem Hang. Die ganze Serie hat SW–NE-Streichen und fällt gegen S ein. Das Einfallen und Streichen wechselt ständig.

Schon lange bekannt sind die riesigen Einschlüsse (vorwiegend Lias) der Zettenalp (Kaufmann 1886 (p. 285), Beck 1911 (p. 47 und p. 61)). Wie auf der Schörizegg findet man die Hauptmasse der Einschlüsse im nördlichen Teil des Randflyschs, nahe an der Überschiebungslinie subalpiner Flysch-Molasse. Wie Fig. 5 aber zeigt, treten ausgedehnte Keuper- und Liasschollen auch in der Nähe der Überschiebungslinie Randkette-Flysch auf.

Bei der Beschreibung der verschiedenen Gesteine der Zettenalp folgen wir dem für die Gesteine der Schörizegg gewählten Schema:

A. Die eigentlichen Flyschgesteine (ohne Taveyannazsandstein (vgl. p. 103–108)).
B. Die Einschlüsse.

A. DIE EIGENTLICHEN FLYSCHGESTEINE

Die Hauptmasse der Flyschgesteine besteht auch hier aus Mergeln. Sie sind wirr gelagert, tief verwittert und neigen zu häufigen Rutschungen. Westlich von P. 1520 stechen aus diesen mergeligen Sedimenten zusammenhanglos Sandstein-, seltener Brekzien- oder Taveyannazsandsteinbänke heraus. Diese Bänke lassen sich auf der Oberen Zettenalp selten weiter als 10 m in der Streichrichtung verfolgen. SE P. 1562 bedingen harte Brekzienbänke manchmal Rippen im Weideboden.

Lückenhaft aufgeschlossen, aber orographisch als Kante im W der Unteren Zettenalp aus dem Gelände hervortretend und über 300 m im Streichen verfolgbar, unterlagern mehrere, bis 2 m mächtige, polygene Brekzienbänke einen sehr grossen Habkerngranit und drei kleinere Lias-Einschlüsse. Der Kontakt dieser Einschlüsse mit dem Flysch ist nirgends sichtbar. Bemerkenswert ist aber, dass in den Brekzien mehr oder weniger gut gerundete Komponenten verschiedenster Art, mit Durchmessern von 2–30 cm einsedimentiert sind.

Gerundete Komponenten:
- Habkerngranit
- Dunkle, Granat führende Glimmerschiefer
- Liaskalke
- Dolomite
- Feinkörnige, dunkelgraue Sandsteine
- Dichte sterile Kalke
- Alberese
- Malmkalke mit Calpionellen?

Ihrer Zusammensetzung nach entspricht die Brekzie ungefähr denjenigen der Oberen Zettenalp, die weiter unten besprochen werden. Auffallend häufig ist

Dolomit vorhanden, ihm gegenüber treten die anderen Komponenten dieser Brekzie stark zurück.

Ein Aufschluss am Weg, unterhalb des Habkerngranits, zeigt, dass diese polygenen Brekzien in grobe Sandsteine, schliesslich in Mergel (rhytmische Gliederung) übergehen. Ferner treten innerhalb der Brekzie auch Linsen und Schlieren von schwarzen Mergeln auf. All dies weist darauf hin, dass die mächtigen Brekzienbänke mit den gut gerundeten Geröllen sehr rasch abgelagert wurden.

Es stellt sich in diesem Zusammenhang die Frage, ob das unterhalb P. 1562 aus dem Weideboden stechende Konglomerat (siehe p. 126 unter c)) mit diesen Brekzien in Verbindung zu bringen ist. Man kann sich vorstellen, dass die Zahl der eingeschwemmten Gerölle lokal so stark zunimmt, dass sie zu einem echten Konglomerat werden. Die Verfestigung der Konglomerate und der Flyschsedimente dürfte gleichzeitig erfolgt sein (vgl. p. 126). Es sei aber betont, dass im Gelände eine Verbindung zwischen den polygenen Brekzien 200 m W P. 1453 (Untere Zettenalp) und dem Konglomerat unterhalb P. 1562 nicht nachgewiesen werden kann.

Wie die Skizze Fig. 5 zeigt, treten die Brekzien und Konglomerate nahe an der Überschiebungslinie Randflysch-Molasse auf. Ob es sich dabei tatsächlich um die Basis des subalpinen Flyschs handelt, oder ob diese Brekzien infolge intensiver tektonischer Verschuppung des Randflyschs zufällig in diese tektonische Lage gelangt sind, kann nicht entschieden werden. Immerhin ist es eigenartig, dass ebenfalls auf Schörizegg in analoger Lage Brekzienbänke oder Konglomerate erscheinen (auf Fig. 2 mit Ko? bezeichnet; vgl. p. 116 unter b)).

Die Flyschgesteine der Zettenalp werden im allgemeinen von denselben Komponenten aufgebaut, wie diejenigen der Schörizegg (vgl. p. 114). Darum erübrigt sich eine detaillierte lithologische Beschreibung. Es sei im folgenden nur auf einige Besonderheiten aufmerksam gemacht.

In den Brekzien und Sandsteinen sind neben Dolomit auffallend viele Bruchstücke von Calpionellenkalk zu finden. Ganz selten tritt onkolithischer Kalk in eckigen Trümmern auf. Weiss 1949 (Mikrophotographie Nr. 1) beschreibt einen gleichen Kalk aus dem Klippenmalm (Préalpes médianes) des Abendbergs im Diemtigtal. Die Grundmasse ist kalkzitisch. Die einzelnen Onkoide sind linsenförmig z. T. zusammenhängend und parallel angeordnet. Laut Weiss kommen solche Kalke im unteren Tithon oder mittleren Malm vor.

Im Gegensatz zu den Flyschgesteinen der Schörizegg, in welchen Leimernkalk-Bruchstücke offenbar fehlen, treten sie, wenn auch nur selten in den Flyschgesteinen der Zettenalp auf. Die Globotruncanen dürften zur *Stuarti*-Gruppe gehören.

Fast in jedem Schliff konnte Schwefeleisen (Pyrit oder Markasit) und Glaukonit, etwas seltener Siderit festgestellt werden. Kalzit, das Bindemittel der Mergel, Sandsteine und Brekzien, ist oft zu groben Körnern rekristallisiert. Bemerkenswert ist die extreme korrosive Wirkung des Kalzits. Er greift den Glaukonit an, dringt längs den Feldspatleisten ein, zersetzt die Kalk- und Dolomitkomponenten.

B. EINSCHLÜSSE (vgl. Fig. 5)

Schon lange bekannt sind die Lias-Einschlüsse der Zettenalp (Kaufmann 1886, p. 285). Die Hauptmasse liasischer Echinodermenkalk-Einschlüsse findet man in ausgedehnten Vorkommen zwischen Oberer Zettenalp und P. 1404 und in der Nähe der Überschiebungslinie Randflysch Molasse. Der Kontakt Lias-Flysch ist nirgends aufgeschlossen (vgl. p. 127 unter g).

Südlich vor P. 1562 und W Untere Zettenalp stösst man neben kleineren Liasschollen auf Dolomit, Malmkalk, Habkerngranit, Alberese und Ölquarzite. Die zuletzt aufgezählten Gesteine treten nur als Blöcke auf, die selten über 1 m³ messen und die kleine Verbindung mit dem Flysch aufzeigen.

Drei verschiedene Vorkommen von Gips zeigen, dass dieses Gestein ebenfalls am Aufbau der Randflyschzone beteiligt ist. Zwei auffallende kreisrunde 3 bis 5 m tiefe Löcher von ca. 10 m Durchmesser deuten wir als Einsturztrichter einer weggelösten Gipsscholle. Sie befinden sich ebenfalls südlich von P. 1562 (siehe p. 126 unter d).

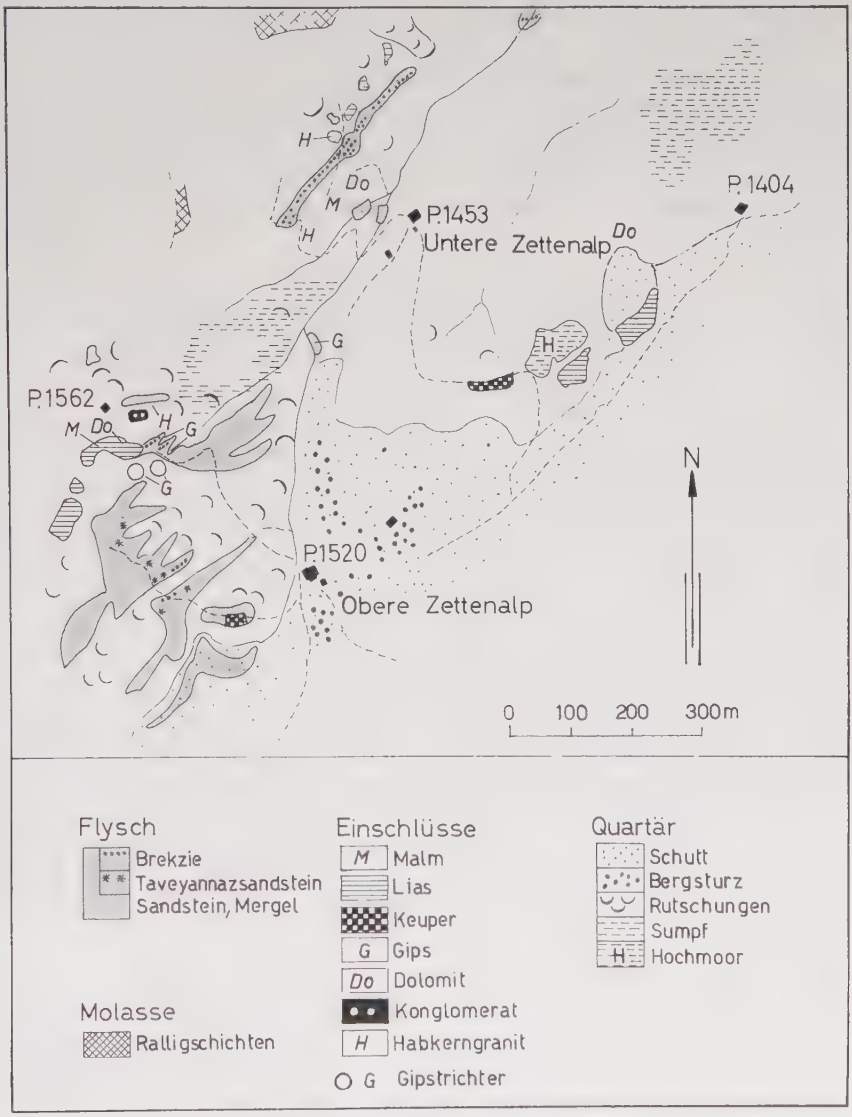


Fig. 5. Geologische Detailskizze der Zettenalp

Wie Fig. 5 zeigt, treten auch Keupertone auf der Zettenalp auf. Wie auf Schörizegg liegen auch sie etwas abseits der übrigen Einschlüsse.

Auf der Zettenalp findet man Habkerngranite eher selten, im Gegensatz zur Schörizegg, wo sie die Hauptmasse der Einschlüsse ausmachen. Blöcke von Kopfgrösse können zwar im Schutt der Bäche recht oft beobachtet werden, doch Schollen von mehr als Kubikmetergrösse sind nicht zahlreich. Grössere Vorkommen haben wir auf Fig. 5 mit H bezeichnet und unter a) beschrieben.

a) *Habkerngranit*

Der weitaus massigste Habkerngranit-Einschluss, seiner Grösse nach mit den Vorkommen der Schörizegg vergleichbar, tritt ca. 200 m westlich der Unteren Zettenalp in einer Tannengruppe auf. Der Block steht im Hangenden mächtiger Flyschbrekzien an, doch ist aus dem Aufschluss nicht ersichtlich, in welcher Beziehung er mit den Flyschgesteinen steht. Es kann aber festgestellt werden, dass gut gerundete Habkerngranitgerölle in die Brekzien eingelagert sind (vgl. p. 123). Solche Gerölle findet man auch häufig im Schutt der Bäche, besonders zahlreich W Untere Zettenalp.

Südöstlich P. 1562 ragen 2 Habkerngranitblöcke von über 1 m^3 zusammenhangslos aus dem Weideboden (mit H auf Fig. 5). Weder im Handstück noch im Schliff sind die Habkerngranite der Zettenalp von denjenigen der Schörizegg oder des Habkerntales zu unterscheiden.

b) *Aplitgranite und Granat führende Glimmerschiefer*

Im W-Teil der Unteren Zettenalp finden sich im Schutt Gerölle, faust- bis kopfgrosse, wie sie auch in der Brekzie (p. 123) selber vorkommen.

c) *Konglomerat*

Unmittelbar unterhalb P. 1562 sticht das schon im Zusammenhang mit den Flyschbrekzien erwähnte Konglomerat aus dem Weideboden (p. 124). Der kleine Aufschluss zeigt gut gerundete Kalk- und Granitgerölle von 2–10 cm Durchmesser. Gegenüber den Kalkkomponenten (grösstenteils Lias) treten die Granitgerölle zurück. Die meist kalzitische Grundmasse führt kleine eckige Dolomit- und Quarzkörner, ferner Glaukonit und Foraminiferen, und entspricht also weitgehend den sandigen Flyschmergeln. Deshalb vermuten wir, dass dieses Konglomerat ein Bestandteil des Flysches ist, und nicht als ein eingerutschter Konglomeratkomplex aufzufassen ist (vgl. p. 116. Siehe auch Soder 1949, p. 80; Gigon 1952, p. 107).

d) *Gips*

Gips tritt an verschiedenen Stellen zutage. Der beste Aufschluss befindet sich im Bach halbwegs zwischen der Oberen und der Unteren Zettenalp. Dort sticht ein Gipspaket aus dem Bachufer hervor, und steht im Verband mit Relikten von grünlichem oder rötlichem Anhydrit und von gelb-bräunlichen dolomitischen Mergeln (Keuper?) an. Der Gips ist weiss bis grau, feingeschichtet und zuckerkörnig und zeigt intensive Kleinfältelung.

Zwei weitere ganz kleine Gipsaufschlüsse befinden sich unterhalb P. 1562 (vgl. Fig. 3). Beide Aufschlüsse sind wenig ausgedehnt und geben keine Auskunft über die Einlagerung in den Flysch.

Zwei kreisrunde Löcher von 3–5 m Tiefe und etwa 10 m Durchmesser deuten wir als Gipstrichter. Sie liegen höchstens 50 m von den beiden kleinen Gipsvorkommen entfernt. Sie zeugen wohl von einem einst ausgedehnten Gipspaket.

Wir sind der Ansicht, dass diese Gipsvorkommen eingerutschte Triaspakete sind und nicht syngenetisch mit dem Flysch gebildet wurden. Dafür spricht das Auftreten in Schollen und der Umstand, dass, verknüpft mit Gips, Gesteine, wie Dolomit, gelbbraune dolomitische Mergel und Rauchwacken (vgl. Beck 1914, p. 45) gefunden wurden.

e) *Bunte Keupertone*

Keupertone können auf der Zettenalp an zwei verschiedenen, von den übrigen Einschlüssen etwas abgelegen, Stellen beobachtet werden. Der eine Aufschluss befindet sich 150 m oberhalb P. 1520, der andere 500 m südöstlich von P. 1453 (vgl. Fig. 5).

Im Handstück wie im Schliff sind die Gesteine mit denjenigen der Schörizegg identisch (vgl. p. 118).

f) *Dolomit*

Dolomit tritt meist nur in relativ kleinen Blöcken auf, die selten mehr als 0,5 m^3 messen. Wie wir bei der Beschreibung der eigentlichen Flyschgesteine bemerkt haben, bildet er einen Hauptbestandteil der Flyschbrekzien. Viele der faust- bis kopfgrossen, zerstreut in der Weide herumliegenden und im Schutt der Bäche mitgeführten Blöcke dürften ursprünglich aus solchen Brekzien stammen. Dolomit ist darum besonders häufig in der Nähe der Brekzien im Westteil der Unteren Zettenalp. Bei einigen der grösseren, teilweise über 1 m^3 messenden Schollen könnte es sich um echte Einschlüsse handeln. Da sie isoliert auftreten, ist keine eindeutige Aussage möglich. Es konnten auch keine Beziehungen zu den unter d) und e) genannten Triasschollen festgestellt werden.

g) *Lias*

Die liasischen Echinodermenkalke der Zettenalp messen viele tausend Kubikmeter. Besonders imposant ist das auf Fig. 5 am westlichsten gelegene Vorkommen. Es ist ein Kalkklotz von ca. 20 auf 50 m, der die Umgebung um 8–10 m überragt.

Wie Fig. 5 zeigt, treten die Liaseinschlüsse in zwei verschiedenen tektonischen Lagen auf. Die meisten stellen sich nahe der Überschiebungslinie Flysch-Molasse ein, andere in der Nähe der Überschiebungslinie Randkette-Flysch. Dies ist vermutlich auf die tektonische Verschuppung der Randflyschzone zurückzuführen. Bei keinem dieser Vorkommen ist der Übergang Liaskalk-Flysch aufgeschlossen. Die Kalke ragen gleich Riffen aus dem Weideboden, oder aus dem Gehängeschutt der Randkette. Lithologisch entsprechen sie den Liasvorkommen der Schörizegg. Sie sind spätig, weiss oder hellgrau, mit roter oder brauner Tönung, selten mit gelblichen Partien. Es fehlen auf der Zettenalp jedoch die auf Schörizegg (p. 119) auftretenden weiss-rot gebänderten oder roten spätigen Kalke.

Im Naturhistorischen Museum in Bern wird eine Sammlung von Fossilien aufbewahrt, die auf Veranlassung von Ooster im 19. Jahrhundert in den Lias-

kalken der Zettenalp gesammelt wurden. Herr F. Woltersdorf bestimmte folgende Fauna:

Rynchonella sp.
Avicula (*Oxystoma*) *inaequivalvis* var. *interlaevigata* Quenstedt
Lima escalata Terquem
Plagiostoma duplum Quenstedt
Aequipecten strionatis (Quenstedt)
Entolium liasinus (Nyst)
Entolium hehli d'Orbigny
Entolium securis Dumortier
Anomya schafhäutli Winkler
Unicardium rugusum Dunker
Chlamys (*Pecten*) *humberti* Dumortier
Korallenreste

Aus den Sammlungsetiketten lässt sich nicht ersehen, aus welchen der verschiedenen Liasvorkommen der Zettenalp diese Versteinerung geschlagen wurde.

Kaufmann (1886 (p. 285 286)) gibt eine ganze Reihe weiterer Fossilnamen an. Sie beziehen sich auf Exemplare, deren schlechter Erhaltungszustand keine sichere Bestimmung zulässt, oder auf solche, die aus der Sammlung entfernt wurden.

h) *Malmkalke*

Malmkalke treten als Blöcke (selten über 1 m³) S P. 1562 und W Untere Zettenalp auf. Das Gestein ist im Handstück leicht mit Alberese oder Leimernkalken zu verwechseln.

Das Schliffbild aber zeigt Calpionellen (hauptsächlich *Calpionella alpina* Lorenz), was eine eindeutige Bestimmung ermöglicht.

Diese Capionellenkalke entsprechen auch lithologisch genau den Tithonkalken der Klippendecke (Weiss 1949).

i) *Alberese*

Im Gegensatz zu Schörizegg, wo Albereseblöcke fehlen, treten sie auf Zettenalp häufig auf, besonders südlich P. 1562 und westlich der Unteren Zettenalp (Lithologie, Schliffbild etc. vgl. p. 121).

k) *Ölquarzite*

Ölquarzite konnten lediglich im Schutt der Bäche gefunden werden.

Zusammenfassend kann von den Aufschlüssen der Zettenalp folgendes gesagt werden:

Auffallend sind die vielen z. T. sehr grossen liasischen Echinodermenkalk-Einschlüsse. Gegenüber diesen Liaskalken treten die anderen in den Flysch einsedimentierten Schollen (Habkerngranit, Keuper, Dolomit, Malm etc.) stark zurück. Besondere Erwähnung verdienen die Gipsvorkommen der Zettenalp. Gips tritt sonst im Randflysch zwischen Emme und Thunersee nirgends mehr zutage (vgl. p. 130).

DALLENFLUH UND OPPETENBACH

Zwischen der Zettenalp bis zum Thunersee fehlen infolge der quartären Schuttbedeckung Flyschaufschlüsse fast ganz. Nur der Taveyannazsandstein steht dank seines felsigen Aufbaues häufig an. Schwarze Flyschmergel erscheinen nur noch an zwei Orten. Nämlich an der Dallenfluh (an der Strasse Sigriswil-Justital) und im Oppetenbach zwischen Merligen und Tanzbodenfluh. Beide Aufschlüsse zeigen stark gepresste, zerscherte dunkle Flyschmergel. Beide Aufschlüsse liegen nahe an der Überschiebungslinie Randkette-Flysch. Die ursprüngliche Schichtung ist infolge der tektonischen Beanspruchung ganz verwischt.

Geringmächtige, dünnbankige Globotruncanen führende Kalke und graugrüne Mergel in Form von dezimeterdicken Schuppen von höchstens 1 m Länge sind im Oppetenbach in die dunklen Flyschmergel eingelagert. Die im Dünnschliff bestimmten Globotruncanen weisen auf Turon-Senon-Grenze bis unteres Senon. Lithologisch und altersmässig können diese Kalke und Mergel mit Gesteinen der Typlokalität Leimern im Habkerntal verglichen werden.

Es stellt sich in diesem Zusammenhang die Frage, ob diese Leimernpakete in den Flysch einsedimentiert sind.

Der Übergang Leimern-Flysch ist abrupt. Manchmal werden die grünen kalkigen Mergel und die hellen harten Kalke getrennt durch eine dünne Lage von schwarzen Flyschmergeln. Die Flyschmergel umschliessen die Leimernpakete allseitig. Die Leimernmergel zeigen öfters tektonisch bedingtes «Ausschwänzen» in den Flysch.

Der Aspekt des Aufschlusses entspricht genau den von Soder (1949) ausführlich geschilderten Verhältnisse im Bärselbach (Soders Fig. 10 und 11, p. 83). Soder gelangt zur Ansicht, dass für die oft dezimetergrossen Linsen von Leimernkalk eine tektonische Einlagerung kaum in Frage komme (p. 83–85).

BODMI

Neben dem Leimerneinschluss sind aus dem Gebiete zwischen Zettenalp und Thunersee noch andere Schollen bekannt. Auf Bodmi ragen zwei mächtige Liaskalk-Einschlüsse gleich Riffen aus dem durch Gesteine der Randkette verschutteten Boden. Diese beiden Vorkommen lieferten viele Fossilien (vgl. Fischer-Ooster (1870). Sie wurden von Herrn Woltersdorf neu bestimmt.

Pentacrinus cf. *basaltiformis* Miller
Cyclocrinus hausmanni (Roemer)
Spiriferina möschi Haas
Rynchonella plicatissima Quenstedt
Rynchonella calcicosta Quenstedt
Terebratula cf. *psilonoti* Quenstedt
Astarte subtetragona Münster
Unicardium rugosum Dunker
Pleuromya striatula Agassiz
Homomya ventricosa Agassiz
Pholadomya corrugata Koch et Dunker
Avicula (*Oxystoma*) *cygnipes* Phillip

Avicula (*Oxystoma*) *delata* Dumortier
Avicula (*Oxystoma*) *inaequivalois* Sowerby
Avicula (*Oxystoma*) *oxynoti* Quenstedt
Pinna sturi Trauth
Lima (*Mantellum*) cf. *pectinoides* Sowerby
Plagiostoma exaltata Terquem
Plagiostoma acusticosta Quenstedt
Plagiostoma punctata Sowerby
Chlamys textorius (Schlotheim)
Chlamys humberti Dumortier
Pseudopecten aequivalvis (Sowerby)
Aequipecten acutiradiatus (Münster)
Aequipecten strionatis Quenstedt
Aequipecten priscus (Schlotheim)
Entolium cf. *hehlii* d'Orbigny
Entolium liasinus (Nyst)
Variamussium pumilus (Lamarck)
Plicatula cf. *arietis* Quenstedt
Anomya striatula Oppel
Ostrea sportella Dumortier
Ostrea cf. *arietis* Quenstedt
Myochoncha psilonoti Quenstedt
Modiola psilonoti Quenstedt
Mytilus psilonoti Quenstedt
Belemnites (*Passalotheuthys*) cf. *paxillosus* Schlotheim

Die Sammlung, sie ist im Naturhistorischen Museum Bern deponiert, enthält auch Ammoniten. Der Erhaltungszustand ist derart schlecht, dass eindeutige Bestimmungen nicht möglich sind.

?*Psiloceras* cf. *planorbis* Sowerby od. *miserabilis* Quenstedt
?*Lytoceras* cf. *fimbriatum* Sowerby var. *interruptum* Quenstedt
?*Echioceras* cf. *falcaries* Quenstedt
?*Eugassiceras sauzeanum* d'Orbigny

Die übrigen von Fischer-Ooster (1870), Kaufmann (1886, pp. 282 286) und Beck (1911, pp. 47 48) aufgezählten Fossilien konnten nicht mehr eindeutig bestimmt werden.

Die Fossilliste zeigt, dass es sich bei diesen Einschlüssen um Gesteine von Hettangien-Sinémurien- (möglicherweise bis Plinsbachien-) Alter handelt.

Zwischen Bodmi und Thunersee sind aus der Literatur noch andere weitere grosse Einschlüsse bekannt geworden. So ist immer wieder Rütimeyers (1850 pp. 48–50) grossartige Beschreibung der «Gipsklippe von Rotbühl» zitiert worden (Kaufmann 1886 (p. 247)), Beck 1911, (p. 45), Furrer 1949 (p. 146), Cadisch 1953 (p. 178) u. a. Rotbühl liegt NE oberhalb Ralligen, auf unserer Karte (Tafel 1) beim n von Dallenfluh. Das Vorkommen ist längst abgebaut, und heute ist davon gar nichts mehr zu sehen.

Rütimeyer (1850 (p. 46)) erwähnt auch den «Châtelkalk von Bärenegg». Als Bärenegg bezeichnen die Anwohner den bewaldeten Rücken, der oberhalb des Taveyanazsandstein-Vorkommens NE Ralligen liegt. In diesem Wäldchen treten weisse Kalke auf. Kaufmann 1886 (p. 276) vergleicht sie mit Seewer- oder Leimernschichten. Beck 1911 (p. 49) hingegen stellt sie zum Klippenmalm. Schliffuntersuchungen zeigen einen Globotruncanen führenden Kalk. Die Globotruncanen weisen auf oberes Cénomanien–unteres Turonien. Wir haben ihn infolgedessen nicht als Leimerneinschluss, sondern als glazial verschleppten Seewerkalkblock anzusehen.

Das Alter des subalpinen Flyschs

Grossforaminiferen

Der subalpine Flysch ist bald dem Untereocaen, bald dem Obereocaen zugewiesen worden. Dabei stützten sich die meisten Altersbestimmungen auf Grossforaminiferen, hauptsächlich auf Nummuliten, die aus fossilführenden Brekzien isoliert werden konnten. Vor allem aus dem Grobsand der Thoregg, im N der Schrattenfluh, wurde eine reiche Grossforaminiferenfauna gewonnen. Furrer (1949, p. 128), der Bearbeiter dieser Gegend, hat gezeigt, dass die meisten in diesen Brekzien gefundenen Fossilien aufgearbeitet sind. Er weist den gesamten Randflysch dem Priabonien zu und zwar auf Grund folgender Foraminiferenfunde:

Nummulites fabianii
Pellatispira madaraszi Hantken
Heterostegina cf. *helvetica* Kaufmann
Fabiania Silvestri
Halkyardia minima Liebus
Linderina cf. *brugesi* Schlumberger

Im Verlaufe unserer Untersuchungen gelang es uns nicht, Grossforaminiferen zu isolieren. Die von uns aufgefundenen fossilführenden Brekzien sind zu zähe, ihre Komponenten zu fest zusammengekittet, als dass Fossilien herauswittern könnten. Im weiteren sind diese Brekzien in der von uns untersuchten Gegend selten.

So konnte im Randflysch nördlich des Hohgants und der Sohlflühe solche Brekzien nur im Bachschutt W Schwand gefunden werden. Wir stellen folgende Fauna fest:

Discocyclinen:
Ausserordentlich zahlreich.

Nummuliten:
Nummuliten, die entweder in die N. irregularis-Gruppe (*N.* cf. *millecaput*?) oder in die N. laevigatus-Gruppe zu stellen sind. N der partschi-Gruppe konnten festgestellt werden. Grosse Formen dürften aus dem Lutétien aufgearbeitet sein.
Kleine radiate Formen könnten vom Obereocaen zugewiesen werden.
Unsicher ist auch die Zuordnung von 2 schiefen Axialschnitten zu *N. fabianii*.

Heterosteginen:

Sie sind nicht besonders häufig. Die meistens bruchhaften Stücke gleichen am ehesten der *Heterostegina helvetica* KAUFMANN, einem Fossil, das in den organogenen Brekzien im N der Schrattenfluh häufig auftritt.

Alveolinen
Assilinen
Operculinen
Asterocyclinen
Actinocyclinen
Lageniden:

Grosse Nodosarien (im Priabonien häufig)

Rotaliden oder Anomaliniden
Milioliden
Globigerinen
Globorotalien
Globotruncanen
Ostracoden
Echinodermen-Bruchstücke
Seeigelstachel
Hydrozoen-Kolonien
Bryozoen-Reste
Lithothamnien

Leider fanden wir keine Grossforaminiferen, die für das oberste Eocaen leitend wären. Offensichtlich sind die meisten Formen aufgearbeitet. Diese haben Kreide- bis Untereocaen-Alter, sind recht gut erhalten und zeigen keine Spuren eines zweiten Transportes.

In den organogenen Brekzien des subalpinen Flyschs nördlich des Sigriswilergrates fanden wir die gleiche Grossforaminiferen-Gemeinschaft. Auch hier sind die meisten Formen aufgearbeitet.

Die obige Fauna dürfen wir dem Priabonien zuweisen. Diesem Alter entsprechen auch die Kleintoraminiferen und die Discoasteriden, die unten besprochen werden.

Kleinforaminiferen

Über das Auftreten und den Leitwert der obereocaenen Kleinforaminiferen, besonders der Globigerinen, sind wir noch schlecht unterrichtet. Die stratigraphische Verbreitung dieser Fossilien im Obereocaen werden zur Zeit von meinem Studienkollegen H. R. ECKERT bearbeitet.

Es wurden nur helle Fleckenmergel auf ihren Fossilgehalt hin geprüft. Die dunkeln Mergel, die bekanntlich die Hauptmasse des Randflyschs ausmachen, enthalten nur wenige Kleinforaminiferen.

Die Fauna der Fleckenmergel wurden nach dem Verfahren von ECKERT (1960) isoliert und gereinigt. Der allergrösste Teil der isolierten Fossilien ist für eine Bestimmung unbrauchbar, weil sie infolge der tektonischen Beanspruchung des Randflyschs plattgedrückt, oft auch zerbrochen sind.

Fauna der Fleckenmergel, bestimmt von H. R. Eckert:

Haplophragmoides sp.
Vulvulina haeringensis Gümbel
Vulvulina cf. *eocaena* Montagne
Clavulinoides alpina Gümbel
Karreriella sp.
Glandulina laevigata d'Orbigny
Bulimina jarvisi Cushman und Parker
Bulimina alazanensis Cushman
Bolivina cf. *carinata* Terquem
Uvigerina sp.
Globigerina eocaena Gümbel
Globigerina eocaenica Terquem
Globigerina triloculinoides Plummer
Globigerina venezuelana Hedberg
Globigerina cf. *corpulenta* Subbotina
Globigerapsis sp.
Globorotalia centralis Cushman
Pullenia bulloides d'Orbigny

Daneben konnten folgende Genera festgestellt werden (Species des schlechten Erhaltungszustandes oder der Verschmutzung wegen nicht bestimmbar):

Robulus
Saracenaria
Nodosaria:

Verschiedene Species, nur Bruchstücke vorhanden.

Rotaliidae:

Wie Gyroidinoides, die *G. soldanii* d'Orbigny und *G. girardana* Reuss nahestehen. Ferner eventuell Eponides und Asterigerina.

Anomalinidae:

Relativ häufig vertreten, wie z. B. Formen, die wahrscheinlich zu *A. bilateralis* Cushman und *Cibicides eocaenus* Guembel gehören.

Zu den Globigerinen wäre zu bemerken, dass neben sehr vielen kleinen unbestimmbaren Formen auch häufig grosse Exemplare vorkommen, die eine rudimentäre, bullaähnliche letzte Kammer aufweisen.

Wie uns H. R. Eckert mitteilte entspricht diese Faunengemeinschaft ungefähr derjenigen der unteren bis mittleren Stadschiefer (Priabonien) der Randkette (Helvetikum).

Bemerkenswert ist ferner die Tatsache, dass in den Fleckenmergeln die Fossilien offenbar nicht aufgearbeitet sind. Wir müssen darum annehmen, dass die Fleckenmergel nicht auf die gleiche Art entstanden sind wie die übrigen Flyschmergelmassen, in welcher wir häufig Aufarbeitungserscheinungen feststellten. Der Aufbau und die Bildung der Fleckenmergel ist nach wie vor ein ungelöstes Problem.

Nanno-Plankton

Die Coccolithophoriden sind schon seit langem bekannt (Ehrenberg 1836). Auf eine eingehende Untersuchung ihres stratigraphischen Wertes und die Bezeichnung der wichtigsten Leitformen wurde bis vor kurzem verzichtet. Erst Bramlette und Riedel (1954) gaben eine Übersicht, wobei sie die Discoasteriden in den Vordergrund stellten. In Europa sind es vor allem Martini in Deutschland, und Stradner in Österreich, die mehrere Arbeiten über den stratigraphischen Leitwert der Nanno-Fossilien veröffentlicht haben.

Martini (1959) untersuchte das Nanno-Plankton des nordwestdeutschen Tertiärs. Auf die Arbeit dieses Autors stützten wir uns bei unseren Untersuchungen.

Sieht man die bisherigen Veröffentlichungen über die Discoasteriden durch, so stellt man fest, dass seit Bramlette und Riedel zunächst besonders auf die Beschreibung von neuen Formen Wert gelegt würde, während genaue stratigraphische Untersuchungen erst in letzter Zeit zunehmend in den Vordergrund traten. Augenblicklich werden laufend neue Ergebnisse publiziert, und die Resultate in den einzelnen Ländern in den Einklang zu bringen, muss späterer Forschung überlassen werden. Aus diesem Grund ist es heute verfrüht eine detaillierte stratigraphische Untersuchung mit Hilfe der Discoasteriden durchzuführen in einem Sedimentkomplex, der, wie etwa der Randflysch, ohnehin wenig Formen anderer Fossilgruppen führt. Es fehlt vorläufig noch an Vergleichsmaterial und über den Leitwert der Discoasteriden im alpinen Gebiet sind wir noch sehr schlecht unterrichtet.

Im Randflysch kommen Discoasteriden fast in allen Mergelproben vor, wenn auch manchmal nur ganz vereinzelt. Am häufigsten findet man sie im obersten, allerfeinkörnigsten Teil eines Sedimentationsrhythmus.

Die Proben haben wir regellos über das ganze Gebiet zerstreut aufgesammelt.

Folgende in unserem Untersuchungsgebiet gefundene Formen werden von Martini (1959) als leitend für das oberste Eocaen angegeben:

Isthmolithus recurvus Deflandre
Discoaster tani tani Bramlette & Riedel
Micrantholithus vesper Deflandre
Trochoaster swasticoides Martini

Als besonders gute Leitform unter den Discoasteriden wird *Isthmolithus recurvus* Deflandre betrachtet. Sie wurde bis heute nur im obersten Eocaen gefunden.

Die folgenden Formen sind wahrscheinlich aufgearbeitet:

Discoaster deflandrei Bramlette & Riedel
Discoaster barbadiensis Tan sin Hok
Discoaster pentaradiatus Tan Sin Hok
Discoaster crassus Martini
Discoaster cruciformis Martini
Discoaster germanicus Martini
Discoaster tribachiatus Bramlette & Riedel
Discoaster plebeius Martini
Braarudosphaera bigelowi (Gran & Braarud) Deflandre
Zygolithus dubius Deflandre

Von diesen Formen haben die meisten Lutétien-Alter. *Discoaster tribrachiatus* Bramlette & Riedel tritt im oberen Ilerdien massenhaft auf.

Erstaunlich ist die Tatsache, dass in den Fleckenmergeln keine Discoasteriden gefunden werden konnten. Sie sind in diesem Gestein entweder sehr selten, oder kommen überhaupt nicht vor.

Aus den gegebenen Fossillisten geht hervor, dass der gesamte Flyschanteil des subalpinen Flyschs ins Obereocaen (Priabonien) zu stellen ist. Eine altersmässige Unterteilung des Randflyschs auf Grund der Faunen ist vorläufig nicht möglich.

Unter den Grossforaminiferen und Discoasteriden sind die meisten Formen offensichtlich aufgearbeitet.

Kleinforaminiferen wurden nur aus den Fleckenmergeln bestimmt. Hier wurde keine Aufarbeitung festgestellt.

Stellung und Herkunft des subalpinen Flyschs

Anhaltspunkte für einen eventuellen Zusammenhang der Randflyschzone mit anderen tektonischen Elementen liefern uns am ehesten folgende zwei Kriterien[1]):

1. Altersmässige Unterschiede innerhalb des subalpinen Flysches.
2. Lithologische, facielle und paläontologische Vergleiche der Komponenten der Flyschsedimente und der darin einsedimentierten grossen Einschlüsse.

Zu Punkt 1.

Der gesamte Randflysch ist ins Obereocaen (Priabonien) zu stellen. Eine altersmässige Gliederung konnte nicht vorgenommen werden. Vielleicht gelingt einmal durch verfeinerte mikropaläontologische Methoden eine altersmässige Unterteilung des Randflyschs. Wir denken hier besonders an die Discoasteriden, die möglicherweise innerhalb des subalpinen Flysches, ja auch innerhalb aller bis anhin ins Priabon gestellten Flyschserien überhaupt, eine verschiedene Verteilung und Häufigkeit aufweisen.

Zu Punkt 2.

Auf Grund von lithologischen, faciellen und paläontologischen Vergleiche der Komponenten und der darin einsedimentierten grossen Einschlüsse kann der subalpine Flysch N der Schrattenfluh–Sigriswilergrat bis zum Thunersee in drei verschiedene Flyschserien unterteilt werden.

Es sind dies die folgenden (vgl. Fig. 6):

a) der Flysch verknüpft mit Taveyannazsandstein,

b) Der Flysch mit der Grobsandfacies Kaufmanns,

c) Der Flysch mit Habkerngraniten und den grossen vorwiegend mesozoischen Einschlüssen.

Diese drei Flyschserien unterscheiden sich voneinander dadurch, dass ihr detritisches Material aus ganz verschiedenen tektonischen Ablagerungsräumen stammt. Wir werden darauf weiter unten zurückkommen.

[1]) Ein weiteres Kriterium ist die Kenntnis des Untergrundes, auf dem der Flysch abgelagert wurde. Von diesem ist im Randflysch nichts und nur wenig in irgend einer anderen der zentralschweizerischen Flyschmassen bekannt.

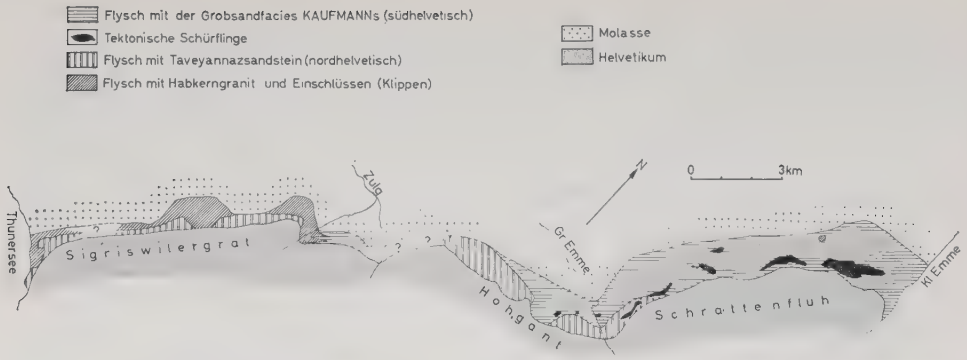


Fig. 6. Skizze der Verbreitung und Ausdehnung der verschiedenen Flyschsorten im subalpinen Flysch zwischen Kleiner Emme und Thunersee

Die drei Flyschserien zeigen unter sich keine feststellbare stratigraphische Verbindung. Es handelt sich offenbar um tektonische Schuppen. Diese können aber im Felde nicht scharf voneinander abgegrenzt werden, weil entsprechende Scherflächen fehlen, oder infolge nachträglicher intensiver tektonischer Beanspruchung des Randflyschs ganz verwischt sind, was bei der ausgeprägten Plastizität der Flyschsedimente nicht verwunderlich ist.

Furrer (1949, p. 149) hat die Möglichkeit eines Schuppenbaues des subalpinen Flysches ebenfalls in Betracht gezogen. Dieser Autor stellt jedoch die Frage, ob die verschiedenen tektonischen Ablagerungsräume im Priabonien nicht schon sehr nahe zusammengelegen seien, unter der Annahme einer stratigraphischen Verbindung der Flyscharten. Offenbar wäre nach dieser Interpretation der subalpine Flysch in einem einzigen Flyschtrog entstanden; ferner wäre regional das Hinterland, das das detritische Material in diesen Flyschtrog lieferte, aus verschiedenen tektonischen Einheiten zusammengesetzt gewesen.

Es ist anzunehmen, dass bei einer Materialschüttung in einen einzigen Trog Durchmischung der von den verschiedenen Einheiten stammenden Klastika festzustellen wäre. Eine solche Durchmischung fehlt aber.

Wir wollen im folgenden die drei Flyscharten etwas näher charakterisieren und einiges über ihre geographische Verbreitung sagen, insbesondere auch was die NE-Fortsetzung (Randflysch der Schwändelifluh Schimbrig Pilatus) betrifft. Das Gebiet des subalpinen Flyschs zwischen Schrattenfluh und Vierwaldstättersee ist allerdings noch sehr schlecht bekannt, weil gute Aufschlüsse fehlen, oder weil detaillierte Untersuchungen noch ausstehen.

a) *Der Flysch mit Taveyannazsandstein*

Dies ist die einzige Flyschart, die im ganzen Randflysch durchgehend vom Thunersee bis zum Vierwaldstättersee vorkommt (Furrer 1949, Holliger 1955, Froelicher 1933, Buxtorf 1933). Im Gebiet Thunersee bis Schrattenfluh tritt diese Flyschserie, von einigen wenigen Ausnahmen abgesehen, immer in der Nähe der Überschiebungslinie Randkette-Flysch auf. Ob diese Feststellung auch für den Randflysch der NE-Fortsetzung (Schrattenfluh bis Pilatus) gilt, wissen wir nicht.

Die heutigen Kenntnisse der Verbreitung der Taveyannazsandsteine und der taveyannazsandsteinähnlichen Bildungen weist am ehesten auf Ablagerung im N-helvetischen Raum.

b) *Der Flysch mit der Grobsandfacies* Kaufmanns

Diese Flyschart finden wir nur im N des Hohgants und der Schrattenfluh.

Charakterisiert ist sie durch das Fehlen der kristallinen Elemente.

Die Komponenten der Grobsandfacies sind – laut Furrer (p. 120) – am ehesten mit Sedimenten der helvetischen Facieszone zu vergleichen. Wir haben auf p. 111 erwähnt, dass unsere Untersuchungen an Brekzien vom Randflysch des Hohgants vom Befund Furrers abweichen. Die Komponenten dieser Flyschgesteine sind jedoch ebenfalls dem helvetischen Faciesbereich zuzuweisen.

Am besten stimmen diese Brekzien mit Gesteinen des südlichen Einsiedlerflysches überein. Somit liegt es nahe, die Flyschserie mit der Grobsandfacies mit Gesteinen auf dem Rücken der Drusbergdecke (südhelvetisch) in Verbindung zu bringen.

In diesem Flysch treten auch die flyschfremden, tektonisch eingespiessten Schürflinge (Wangschichten, Nummulitenkalk usw.) auf. Solche Schürflinge findet man auch im Randflysch der Schwändelifluh und des Schimbrigs (Mollet 1921, Holliger 1955).

Als ursprüngliche Heimat für diese tektonisch eingespiessten Komplexe müssen wir den südlichen Teil der Drusbergdecke annehmen, wie dies schon von verschiedenen Autoren ausgesprochen wurde (vgl. Furrer 1949).

c) *Der Flysch mit Habkerngranit und grossen, vorwiegend mesozoischen Einschlüssen*

Diese Flyschserie tritt vor allem im N des Sigriswilergrates auf. Teile davon (Gips und Leimernkalk) sind jedoch auch im N der Schrattenfluh zu finden (Furrer 1949, p. 146). Ferner treten kristalline Komponenten in Brekzien oder Konglomeraten im Randflysch des Schimbrigs und am Pilatus auf (Mollet 1921). Auch die von Buxtorf (1917) beschriebene Malmscholle im N des Pilatus dürfte auf eine Verbindung mit dieser Flyschserie hinweisen.

Diese Flyschart ist gekennzeichnet durch die grosse Verbreitung von Habkerngranit und von Gesteinspaketen (Trias, Lias, Malm etc.), die in den Flysch einsedimentiert sind, und als deren ursprüngliche Heimat die Klippendecke angesehen werden muss.

In diesem Zusammenhang drängt sich natürlich ein Vergleich mit dem gleichalterigen Flysch der Habkernzone auf. In diesem Flysch sind vor allem grosse Leimernkalk- und Habkerngranitpakete eingelagert. Die Ergebnisse der Untersuchungen in der Gegend von Habkern (Gigon 1952) lassen nur in bezug auf die Herkunft der Leimernschichten, die im Randflysch eher zurücktreten, einen Schluss zu. Die Schichtfolge an der Typlokalität Leimern reicht vom Turon bis ins Paleocaen. Dies deutet auf eine nahe Verwandtschaft zu den Couches rouges, also ebenfalls auf die Klippendecke hin. Der Ablagerungsraum der Leimernschichten hing mit demjenigen der Couches rouges zusammen, sofern sie nicht überhaupt identisch sind. Neben den Leimernschichten tritt in der Habkernzone

einzig der Gips und der Habkerngranit noch in Schollen auf. Andere grosse Einschlüsse fehlen, im Gegensatz zum Randflysch oder zu dem weiter westlich gelegenen Gebiet (Gurnigel-Berra).

Es stellt sich nun die Frage, ob die grossen Einschlüsse der subalpinen Zone, die Leimernschichten der Habkernzone und der Habkerngranit ursprünglich ein und derselben tektonischen Einheit, nämlich der Klippendecke angehört haben. Eine stratigraphische Verknüpfung von Habkerngranit mit Klippengesteinen ist jedoch noch nie gefunden worden. Wir haben also keine direkten Beobachtungen, die eine Zugehörigkeit des Habkerngranits zur Klippendecke wahrscheinlich machen würde.

Betrachten wir die Klippendecke als ursprüngliche Heimat der Leimernschichten und der übrigen in diesem Teil des subalpinen Flysches einsedimentierten Schollen, dann müssen wir uns vorstellen, dass im Priabonien die Stirne der Klippendecke bereits ziemlich weit nach N vorgerückt war. Teile dieser Stirne brachen ab und rutschten in den Flyschtrog ein. Zuerst lagen die Couches rouges der Abtragung frei (Leimernschichten der Habkernmulde), später auch ältere Sedimente (Trias, Lias, Malm etc.), welche wir heute in der Randflyschzone finden. Während der ganzen Zeit muss auch ein Granitkomplex, der Habkerngranit, erodiert worden sein.

Eine ganz andere Interpretation der Verhältnisse gibt Leupold (1942 (p. 284)). Er nimmt im S des Sedimentationsraumes des Flyschs der Habkernmulde eine «südhelvetische Schwellenregion» an, welche die Ablagerungsräume des «Wildflyschs» (= Flysch der Habkernmulde) und des südlich davon gelegenen Schlierenflyschs voneinander getrennt hätte. Für beide Flyscharten bezieht er das Material von der genannten Schwelle. Die Leimernschichten seien unmittelbar am N-Rand dieser Schwelle abgelagert worden.

Aus verschiedenen Gründen können wir die Auffassung Leupolds nicht beistimmen. Einmal reichen im Ultrahelvetikum (Leupolds Südhelvetikum) die, altersmässig den Leimernschichten entsprechenden Sedimente nur bis ins Maestrichtien und nirgends, wie an der Typlokalität Leimern, bis ins Paleocaen. Ferner sind lithologisch die Einschlüsse im subalpinen Flysch überhaupt nicht mit der Schichtreihe des Ultrahelvetikums vergleichbar. So ist im ultrahelvetischen Faciesbereich z. B. der Lias nirgends als roter spätiger Echinodermenkalk ausgebildet (Badoux 1945, 1946; Gabus 1958). Im weiteren müsste nach der Interpretation Leupolds der Schlierenflysch von N nach S in den «nordpenninischen Trog» geschüttet worden sein. Dies aber steht im Gegensatz zu Hsu (1960) der auf Grund von Strömungsstruktur-Messungen gerade die umgekehrte Richtung propagiert. Allerdings dürfte der Ablagerungsraum des Schlierenflyschs trotzdem demjenigen des Habkernflyschs und des subalpinen Flyschs (der Serie mit Habkerngranit und Klippengesteinen) benachbart gewesen sein, da in allen diesen Flyschserien tatsächlich lithologisch ähnliche Komponenten auftreten.

Abgesehen von der Schüttungsrichtung des Schlierenflyschs sprechen die gleichen Gründe, die wider die Auffassung Leupolds angeführt wurden, gegen die Interpretation von Hsu (1960). Auch dieser Autor nimmt ähnlich wie Leupold eine südhelvetische Schwellenregion an, von der die Leimernkalkpakete abbrachen und gegen S in den Wildflyschtrog einrutschten. Den Habkerngranit

hingegen leitet Hsu von einem Granitkomplex ab, der im S des erwähnten Flyschtroges freigelegen habe und an dessen N- resp. S-Flanke in der oberen Kreide und im unteren Tertiär der Schlierenflysch bzw. der Gurnigelflysch entstanden sei.

In bezug auf die subalpine Flyschserie mit Habkerngranit und einsedimentierten Klippenschollen könnten wir uns allenfalls eine der Leupoldschen Idee entsprechende Schwelle oder Bruchscholle vorstellen, die irgendwo im Ablagerungsraum der Klippendecke gelegen hat, unter der Annahme, dass die Sedimentationsräume des Helvetikums, des Ultrahelvetikums und der Klippen zusammengehangen haben, eine Annahme, die der Interpretation Tercier (1952, p. 29) gleichkommt. Demnach müsste der Ablagerungsraum des Niesenflysches weit nach S verlegt werden. Dies wiederum steht im Gegensatz zu Leupold (1942) und Trümpy (1960), welche den Niesenflysch als unmittelbar S des Ultrahelvetikums abgelagert betrachten, eine Auffassung, die uns besser begründet scheint, als diejenige von Tercier.

Die priabone subalpine Flyschserie mit Klippengesteinen dürfte kaum quer durch den Ablagerungsraum des Niesenflysches, des Ultrahelvetikums und des Helvetikums geglitten sein. Wäre dies der Fall, dann müssten tektonisch eingespiesste Schürflinge des Untergrundes zu finden sein. Solche tektonische Elemente fehlen aber. Wahrscheinlicher ist die Annahme, dass im Priabonien die Klippendecke bereits bis an den S-Rand der Region der späteren helvetischen Decken vorgeschoben war. Dies steht aber im Widerspruch zu der Konzeption von Trümpy (1960). Dieser Autor glaubt, dass die Klippendecke erst im Oligocaen vorgeschoben worden sei. Demnach könnte die subalpine Flyschserie auch während dieser Epoche entstanden sein. Im Verlaufe unserer Untersuchungen haben wir jedoch keine paläontologischen Hinweise oder Anhaltspunkte finden können, die auf oligocaenes Alter der subalpinen Flyschserie mit einsedimentierten Klippengesteinen hindeuten würden.

Quartär

Pleistocaen

Trotz einer starken Moränenbedeckung lässt sich über die Vereisungsverhältnisse der verschiedenen Talstrecken unseres Untersuchungsgebietes kein abschliessendes klares Bild gewinnen. Erschwert wird die Deutung dadurch, dass die eiszeitlichen Gletscher einander über die Wasserscheiden hinweg beeinflussten, ferner, dass in dem ganzen Gebiet ausgeprägte Solifluktionserscheinungen die Deutung der quartären Ablagerungen erschweren. Die nachfolgenden Angaben beschränken sich mehr auf eine Bestandesaufnahme der verschiedenen Vorkommen. Zu weitgehenden Schlussfolgerungen ist die Lage des Gebietes denkbar ungünstig.

1. *Aare-Rhone-Gletscher*

Während der Risseiszeit wurde nach der heute allgemein herrschenden Ansicht der Aaregletscher ins obere Emmental abgedrängt (Liechti 1928 (p. 74), Haus 1937 (p. 81)).

Leitgesteine des Aare-Rhone-Gletschers (Aaregranite, Gneise etc.) konnten in unserem Untersuchungsgebiet nicht gefunden werden. Laut Beck (1938, 1943) soll das Eis während der Risseiszeit am Gurnigel und am Brunnhubel (im N der

Stockhornkette) bis über 1400 m hoch gereicht haben. Höher (zwischen 1400–1500 m) liegen die auf unserer Karte eingezeichneten, z. T. sehr ausgedehnten Blockfelder von Hohgantsandstein. Es sind die Blockfelder von Grossenegg, Schörizegg und Hörnliegg, wie die Anwohner den Grat zwischen Schörizegg und Hubelhörnli nennen. Das Vorkommen von Schörizegg ist wenig ausgedehnt und nur von lokaler Bedeutung. Die beiden anderen Blockfelder (Grossenegg und Hörnliegg) haben eine gemeinsame morphologische Form. Es handelt sich um eine Art Grat, der sich unmittelbar im S der Randkette orographisch scharf von der Umgebung heraushebt (40–60 m), gegen S aber in einförmiger Abdachung in die Breite ausläuft. Das ganze Areal ist übersäht von kubikmetergrossen Blöcken des helvetischen Tertiärs, vor allem von Hohgantsandsteinblöcken.

Abrißstellen an den Flanken dieser Blockfelder entblössen die Unterlage. Sie wird von eckigen, unsortierten, verschieden grossen Gesteinsbrocken der Randkette gebildet, hauptsächlich von Kieselkalkblöcken, die in einem sandig-tonigen Grundmaterial schwimmen. Es handelt sich um mächtige Moränen.

Sind diese mächtigen Moränen der Riss- oder Würmvergletscherung zuzuweisen?

Wie wir gesehen haben, könnten sie auf Grund ihrer Höhenlage sehr wohl mit Rissmoränen am Gurnigel und am Stockhorn parallelisiert werden. Beck (1911 (p. 115)) verlegt jedoch die Entstehung der mächtigen Hörnlieggmoräne in die Würmeiszeit. Er betrachtet sie als Mittelmoräne, gebildet von den Gletschern des Vorderen und Hinteren Horrenbachs (Bäche E und W Hörnliegg). Wenn wir nach Penck und Brückner (1909) die Schneegrenze für die Würmeiszeit auf 1350 m (p. 547) hinunter verlegen, dann wären im Gebiete der Schörizegg und Zettenalp Gletscher entstanden, wohl mächtig genug, um Moränen der Grösse der Hörnliegg anzuhäufen. Für die Grossenegg müssen wir dann annehmen, dass diese Moräne beim Zusammenstoss des Grosse-Emme-Gletschers einerseits und des Zulggletschers und des Trogenhorngletschers andererseits entstanden ist.

Die etwas abseitig gelegene Moräne der Schörizegg könnte als Relikt einer Seitenmoräne des Sulzigraben-Gletschers aufgefasst werden.

2. *Aaregetscher*

Leitgestein des würmeiszeitlichen Aaregletschers sind Gneise, Granite, Habkerngranite und Gesteine der helvetischen Serie (Bärenegg-Seewerkalk (vgl. p. 131)). Der Aaregletscher hinterliess bis auf eine Höhe von 1200 m eine mächtige Grundmoräne, die an der Strasse Sigriswil–Justital an einer Stelle aufgeschlossen ist. Während des Abschmelzens lagerte er verschiedene prächtige Moränenwälle ab, die sumpfige Wiesen abdämmen oder bewirken, dass kleine Bäche parallel zum Hang fliessen (Zweigbach des Gerstengrabens).

3. *Emmegletscher*

Leitgestein des Emmegletschers sind in unserem Untersuchungsgebiet Habkerngranite. Wir haben einige Vorkommen in der Karte eingezeichnet. Die meisten dieser Erratiker sind abtransportiert und zu Grabsteinen verwendet worden.

Der Emmegletscher hinterliess zusammen mit den vielen Lokalgletschern einen bis 100 m mächtigen Gletscherschutt (Bach W Obere Buhütte). Seiten-

moränen, vom Emmegletscher an gehäuft, konnten in unserem Gebiet nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Sie sind entweder abgespült oder von jüngeren Moränenwällen der Lokalgletscher überprägt worden.

4. *Zulggletscher*

Aus der dichten Bestreuung mit Hohgantsandsteinblöcken und aus zahlreichen Wallformen zu schliessen, drang der Zulggletscher, dessen Nährgebiet das Hohgantsandsteinareal des Grünenbergpasses bildete, über die Wasserscheide bei Rothmoos gegen das Tal der Emme vor. Bei Rothmoos vereinigte er sich mit einem Gletscher, der sein Nährgebiet am Trogenhorn (an der sog. Krinne) hatte.

Die Moränenwälle im Zulgtal selber markieren Rückzugsstadien.

5. *Lokalgletscher*

An der nach N und NW exponierten langen Front der Hohgant-Sohlflühe-Sigriswilergrat-Kette entwickelten sich eine Reihe von Kargletschern, die infolge ihrer beträchtlichen Schuttzufuhr ausgeprägte Wallsysteme hinterlassen haben. Die einzelnen Gletscherbecken sind schlüsselförmig in die weiche Flyschunterlage eingelassen. Die meisten Gletscherzungen reichten auf etwa 1100 m hinunter, andere, z. B. Jurtengletscher, Horrenbachgletscher, auch tiefer. Im N des Hohgants überlagern sie an einigen Stellen deutlich den Moränenschutt des Emmegletschers.

Die meisten dieser Lokalgletscher, Seiten- und Stirnmoräne sind öfters mächtig entwickelt, zeigen verschiedene Rückzugsstadien. Die schöne Hufeisenform der Wälle ist von den ehemaligen Schmelzwässern und den heutigen Bächen durchbrochen, angeschnitten und z. T. weggespült und abgeführt worden.

Holocaen

1. *Schneehaldenmoränen*

Besonders ausgeprägt sind die Schneehaldenmoränen von Obersohl im N der Sohlflühe.

Andere kleinere liegen bei Hubelhörnli.

Entlang der Hohgantkette haben wir verschiedene vom nachfolgenden Gehängeschutt halb zugedeckte, wenig markante Schneehaldenmoränen gefunden (SE Wimmisalp).

2. *Bergstürze*

Bergstürze sind längs der Randkette ausserordentlich zahlreich. Im N des Hohgants ist derjenige von Jurten zu erwähnen. Im N des Sigriswilergrates haben wir Bergstürze grösseren Ausmasses bei Schöriz (im Volksmund Steinig-Schöriz) und bei Obere Matte.

Sagenberühmt ist der Bergsturz am Südende des Sigriswilergrates im Ralligholz. Dieser Bergsturz löste sich an der sog. Merligerwand und an der Spitzen Fluh. Die Gesteine der Randkette sind dort durch zahlreiche Querbrüche zerhackt. Klaffende Spalten und seewärts geneigte Schichten zeigen an, dass hier wiederum eine Gesteinspartie abbrechen könnte. Deshalb sind die neuen Häuser zwischen Merligen und Ralligen gefährdet.

3. *Sackungen*

Sackungen grösseren Ausmasses konnten nur im N des Hohgants festgestellt werden. Sie sind nur von geringer und lokaler Bedeutung, so z. B. die Sackung von Baumgarten (Valanginienkalk und diejenige N Grossenstein (Valanginien- und Kieselkalk.

4. *Erdschlipfe und Solifluktion*

Erdschlipfe und Rutschungen treten in dem mergeligen Randflysch und in dem durch Glazialschutt bedeckten Gebiet häufig auf. Erdschlipfe sind in erster Linie entlang den tiefeingeschnittenen Bächen zu beobachten. Das Regenwasser fliesst rasch ab (durch die intensive Drainage auf den Alpen noch erhöht) und reisst die Ufer ein. Das anschliessende Gelände stürzt nach.

Solifluktion ist unserem Untersuchungsgebiet eine wohlbekannte Erscheinung. Die fast wasserundurchlässigen Flyschgesteine bewirken, dass der darüberliegende Schutt wassergefüllt ist. Dadurch wird das Material in einen halbplastischen Zustand versetzt. Der Schutt ganzer Hänge beginnt zu fliessen. Abrißstellen sind zu beobachten, besonders nach einer regnerischen Wetterperiode, werden aber schnell wieder von der Vegetation überwachsen. Weitere Merkmale sind lange Wülste und auftreibende Buckel.

5. *Schuttkegel*

a) Bachschuttkegel

Die grösste Schuttaufschwemmung unseres Untersuchungsgebietes bildet das Delta des Grönbaches, auf welchem heute das Dorf Merligen steht. Eine Reihe kleiner Bachschuttkegel schufen die kleinen Bäche bei Kemmeribodenbad.

b) Trockene Schuttkegel

Grosse und kleine Trocken-Schuttkegel finden wir entlang dem ganzen Nordhang der Hohgant-Sigriswilergrat-Kette.

6. *Quellen*

Das ganze Gebiet ist sehr reichlich mit Quellen versehen. Wir werden nur gerade die bemerkenswertesten herausgreifen.

Zu den grössten, nicht gefassten Quellen gehören wohl die Gluntiquelle und die Sulzigrabenquelle. Die erste tritt gleich hinter dem Haus Glunti zutage, die zweite im Sulzigraben bei P. 1255 (vgl. LK 254). Ihre Sammelgebiete sind die südlich davon gelegenen Bergsturz- und Gehängeschuttmassen. Die Quellen treten als kleine Bäche am unteren Rande dieser Schuttgebiete über der Grundmoräne der eiszeitlichen Gletscher aus.

Starke Quellen befinden sich W oberhalb Kemmeribodenbad. Sie dienen der Wasserversorgung der näheren Umgebung. Sie treten an der Basis der Randkette aus, teils unmittelbar an der Überschiebung Flysch-Randkette, teils etwas tiefer an der oberen Grenze der dortigen Taveyannazsandsteinvorkommen.

Oberhalb Merligen, im Oppetenbach, tritt ungefähr am Kontakt Flyschrandkette eine starke Quelle aus.

Mineralquellen sind aus unserem Gebiet zwei bekannt, nämlich die Eisen- und Schwefelquelle von Kemmeribodenbad. Der Schwefel und das Eisen dürften den pyritreichen Schichten der unteren Kreide oder dem Flysch entstammen.

7. *Torfmoore*

Torfvorkommen begegnen wir nur im Randflysch nördlich des Hohgants. In allen wurde mehr für den Hausgebrauch Torf gestochen.

8. *Hochmoore*

Typische Hochmoore mit Sphagnum sind nicht häufig und nur im Randflysch des Sigriswilergrates zu finden (S Vorder Schöriz, SE untere Zettenalp). Es sind kleine und unbedeutende Vorkommen.

9. *Eingriffe des Menschen*

Vor allem wurde versucht, den Geländebewegungen und der Entstehung neuer Anrisse Einhalt zu gebieten. Daher wurde recht viel aufgeforstet. Ferner wurden viele versumpfte Weiden mittels offener Gräben trockengelegt. Wie lange aber diese Entwässerungsart in dem geneigten Gelände mit den Erdbewegungen und den in diesem Gebiet sehr reichen Niederschlägen (regenreichstes Gebiet der Schweiz) standhalten wird, hat die Zukunft zu erweisen.

Infolge der intensiven Nutzung der Weiden, sah man sich in den letzten Jahren genötigt, sie vom Schutt zu säubern, wovon die zahlreichen Lesesteinhaufen Zeugnis ablegen.

Zunehmend wurden in letzter Zeit Wildbachverbauungen erstellt.

ZUSAMMENFASSUNG

Unsere Untersuchungen im südalpinen Flysch zwischen Emme und Thunersee brachten folgende Ergebnisse:

1. Auf Grund lithologischer Vergleiche der Komponenten der Brekzien und der im Flysch einsedimentierten Gesteinspakete mit anderen tektonischen Einheiten, konnte der Randflysch zwischen Emme und Thunersee in drei Flyschserien unterteilt werden:
   A. Der Flysch mit Taveyannazsandstein,
   B. Der Flysch mit der Grobsandfacies Kaufmanns,
   C. Der Flysch mit Habkerngranit und grossen, vorwiegend mesozoischen Schollen.
2. Diese drei Flyschserien weisen keine altersmässigen Unterschiede auf. Als Alter der gesamten Flyschmasse muss auf Grund der Foraminiferen und Discoasteriden Priabonien angenommen werden.
3. Die meisten Fossilien sind aufgearbeitet. In den sog. Fleckenmergeln konnte keine Aufarbeitung festgestellt werden.
4. Die drei Flyschserien zeigen unter sich keine nachweisbare stratigraphische Verbindung. Sie werden darum gedeutet als Schuppen, die in verschiedenen tektonischen Ablagerungsräumen entstanden sind, heute aber gemeinsam die subalpine Flyschzone aufbauen.

5. Der Flysch mit Taveyannazsandstein entstammt nach den heutigen Kenntnissen der Verbreitung der Taveyannazsandsteine und den taveyannazsandsteinähnlichen Bildungen am ehesten dem nordhelvetischen Ablagerungsraum.
6. Der Flysch mit der Grobsandfacies KAUFMANNS wird von Elementen aufgebaut, die dem Südhelvetikum entstammen dürften. Die tektonisch in diesen Flysch eingespiessten Schürflinge sind mit Sedimenten der Drusbergdecke in Verbindung zu bringen.
7. Der Flysch mit Habkerngranit und grossen, vorwiegend mesozoischen Schollen wird von Gesteinen aufgebaut, die als Abkömmlinge der Klippendecke (Préalpes médianes) zu betrachten sind. Eine stratigraphische Verbindung des Habkerngranites mit Gesteinen der Klippendecke konnte nicht aufgezeigt werden. Die grossen Schollen von Habkerngranit und Mesozoikum sind nicht tektonisch in diesen Flysch eingespiesst worden, sondern sie sind während der Ablagerung des Flysches in denselben eingerutscht.

   Die eingelagerten Konglomeratkomplexe sind z. T. als solche eingerutscht, z. T. sind die Gerölle im Flyschmilieu zum Konglomerat zusammengeschwemmt und gleichzeitig mit der Verfestigung des Flysches zum Konglomerat zusammengekittet worden.

ABSTRACT

The Subalpine flysch series between the Emme river and the lake of Thun reaches a thickness of about 1000 meters. It forms a narrow band which is limited on both sides by overthrusts: to the northwest it is thrust upon the Oligocene Molasse series, in the south-east it is covered by the Cretaceous-Eocene sequence of the Helvetic nappes.

Although most of the fossils are reworked, an upper Eocene (Priabonian) age could be established for the whole series by micropaleontology (foraminifera and nanoplankton).

A subdivision has been attempted on the basis of presumable origin and age of rock fragments contained in the breccias. Three different imbricated elements stemming from separate depositional basins are thought to be present, although they cannot be cearly distinguished in the field for lack of continuous exposures. No contacts between the imbrics were observed. The three elements are:

1. Flysch with Taveyannaz sandstone.

This sandstone is characterized by vulcanic components and is considered a key-rock for the northern Helvetic realm (Diablerets nappe). There is evidence for its being a turbidity current deposit. Outcrops of this rock are found throughout the area studied.

2. Flysch with granule ("Grobsand") facies as defined by KAUFMANN.

It seems to be restricted to the northeastern part of the area. Some of the clastic components are of a southern Helvetic origin. To complicate matters, it is, in addition, imbricated tectonically with elements from the back of the southern Helvetic Drusberg nappe.

3. Flysch with boulders of Habkern granite and predominantly Mesozoic sediments.

In the southwestern part some large boulders of reddish Habkern granite are found as well as blocks of Triassic to Cretaceous sediments. There is definite evidence for their being exotic elements carried into the flysch trough by submarine slides, particularly as accompanying breccias and sandstones are composed of the same rocks. They seem to have been derived from the depositional area of the Klippen nappes.

As similar exotic components are found in the Habkern flysch, a genetic relationship between this and the third element of the Subalpine flysch is indicated.

LITERATURVERZEICHNIS

Antenen, F. (1901): *Die Vereisung der Emmentäler.* Diss. Bern.

– (1906): *Die Vereisungen im Eriz und die Moränen von Schwarzenegg.* Eclogae geol. Helv. *9.*

– (1924): *Über das Quartär in den Tälern der Waldemme und der Entlen.* Eclogae geol. Helv. *18.*

Arbenz, P., Gerber, E., Haus, H., Rutsch, R. (1936): *Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch die Molasse des Emmentales bis in die Alpenrandkette.* Eclogae geol. Helv. *29.*

Bachmann, J. (1870): *Bemerkungen über den Taviglianazsandstein bei Merligen.* Mitt. naturf. Ges. Bern.

Badoux, H. (1945): *La Géologie de la Zone des Cols entre la Sarine et le Hahnenmoos.* Beitr. geol. Karte Schweiz, [NF[*84.*

– (1946): *L'Ultra-helvétique au Nord du Rhône valaisan.* Beitr. geol. Karte Schweiz, [NF] *85.*

Baumberger, E. (1934): *Über die Cyrenen der stampischen Molasse am Alpennordrand* Eclogae geol. Helv. *27*/2.

Beck, P. (1908): *Vorläufige Mitteilung über Klippen und exotische Blöcke in der Umgebung von Habkern.* Mitt. naturf. Ges. Bern.

– (1911): *Geologie der Thunerseegebirge.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *29.*

– (1912): *Die Niesen und Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faciesgebiet.* Eclogae geol. Helv. *12*/1.

– (1920): *Über die Verschiedenheit der beiden Thunerseeufer in Bezug auf Bau und Facies.* Eclogae geol. Helv. *16*/1.

– (1922): *Das stampische Alter der Thuner Nagelfluh und deren Bedeutung für den Bau des Alpenrandes.* Mitt. naturf. Ges. Bern.

– (1922): *Der Alpenrand bei Thun.* Eclogae geol. Helv. *16*/3.

– (1938): *Bericht über die ausserordentliche Frühjahrsversammlung der SGG in Thun.* Eclogae geol. Helv. *31*/1.

– (1943): *Die Natur des Amtes Thun.* Das Amt Thun, Bd. 1.

Bentz, F. (1948): *Geologie des Sarnerseegebietes.* Eclogae geol. Helv. *41*/1.

Berliat, K. (1942): *Über das Alter der Couches rouges in den Préalpes médianes.* Eclogae geol. Helv. *35*/1.

Beuf, S., Biju-Duval, B., Gubler, Y. (1961): *L'âge crétacé supérieur des calcaires des «Barricate» et de la série dell'Andelplan (Couverture sédimentaire du Mercantour) dans la Haute-Stura (Italie).* Trav. Lab. géol. Grenoble, t. *37.*

Bolli, H. (1944): *Zur Stratigraphie der Oberen Kreide der höheren helvetischen Decken.* Eclogae geol. Helv. *37*/2.

Boussac, J. (1912): *Études stratigraphique sur le Nummulitique alpin.* Mat. Carte géol. France.

Bramlette, M. N., & Riedel, W. R. (1954): *Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to recent coccolithophores.* J. Pal. *28*/4.

Büchi, O. (1923): *Geologische Untersuchungen im Gebiet der Préalpes Externes zwischen Valsainte und Bulle.* Mém. soc. frib. sci. nat. *10.*

Burckhardt, C. (1893): *Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordrand der Schweizeralpen.* Beitr. geol. Karte Schweiz, *24.*

Buxtorf, A. (1908): *Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen.* Z. dtsch. geol. Ges. *60*, Berlin.

– (1910): *Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks.*

– (1918): *Über ein Vorkommen vom Malmkalk im subalpinen Flysch des Pilatusgebietes.* Verh. naturf. Ges. Basel, *28.*

– (1933): *Taveyannazsandstein im subalpinen Flysch des Pilatusgebietes.* Eclogae geol. Helv. *26*/2.

Cadisch, J. (1932): *Ein Beitrag zum Calpionellen*-Problem. Geol. Rundschau *23.*

– (1953): *Geologie der Schweizeralpen.* Basel.

Campana, B. (1943): *Géologie des nappes préalpines au Nord-Est de Château-d'Oex.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *82.*

Chatton, M. (1947): *Géologie des Préalpes médianes entre Gruyères et Charmey.* Mém. soc. frib. sci. nat. *13.*

Christ, P. (1920): *Geologische Beschreibung des Klippengebietes Stanserhorn-Arvigrat am Vierwaldstättersee.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *12.*

Corminboeuf, P. (1959): *Sur les couches de Cucloz-Villarvolard en Suisse occidentale.* Eclogae geol. Helv. *52*/1.

Dumortier, E. (1867): *Dépots jurassiques du Bassin du Rhône.*

Dzulynski, S., & Slaczka, A. (1958): *Directional structures and sedimentation of the Krosno beds (Carpathian Flysch).* Ann. Soc. Geol. Pologne *28*, Fasc. *3.*

Dzulynski, S., Ksiazkiewicz, M., Kuenen, P. (1959): *Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains.* Bull. geol. soc. Amer. *70*, No. 8.

Eckert, R. (1960): *Reinigungs- und Anreicherungsversuche an Kleinforaminiferen.* Eclogae geol. Helv. *53*/2.

Favre, E. (1872): *Note sur la géologie des Ralligstöcke.* Bibl. univ.

Fichter, H. J. (1931): *Verteilung der Mikrofauna im helvetischen Malmkalk (Quintnerkalk) am Gonzen bei Sargans.* Eclogae geol. Helv. *24*/2.

Fischer-Ooster (1869): *Über das geologische Alter des sogen. Taviglianazsandsteins (Dallenfluh).* Mitt. naturf. Ges. Bern.

– (1870): *Verschiedene geologische Mitteilungen:* 1. *Über die Zone rhätischer und liasischer Schichten an der Nordwestseite der Ralligstöcke, beim Bodmi und auf der Zettenalp.* 2. *Notiz über Neocompetrefakten aus derselben Gegend.* 3. *Notiz über einen neuen Fundort von Petrefakten aus der oberen Kreide (Oppetengraben).* Mitt. naturf. Ges. Bern.

– (1870): *Neue Nachweise zur Erörterung des Alters des Taviglianazsandsteins (Lias von Bodmi).* Protozoe helv. *Bd. 2.*

Fröhlicher, H. (1932): *Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *67.*

Furrer, M. (1949): *Der subalpine Flysch nördlich der Schrattenfluh.* Eclogae geol. Helv. *42*/1.

Gabus, J. H. (1958): *L'Ultrahelvétique entre Derborence et Bex (Alpes vaudoises).* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *106.*

Gagnebin, E. (1934): *Les Préalpes et les «klippes».* Geol. Führer Schweiz, Fasc. *II.*

Geiger, M. (1956): *Die Unterlage der zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn–Arvigrat, Buochserhorn–Musenalp und Klewenalp.* Eclogae geol. Helv. *49*/2.

Gerber, E. (1922): *Zu welcher Decke gehört der Bodmi-Lias?* Eclogae geol. Helv. *17*/1.

Geologischer Führer der Schweiz (1934). Geol. Ges. Schweiz.

Gigon, W. (1952): *Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes der grossen Emme.* Verh. Natf. Ges. Basel, *63.*

Gilliéron, V. (1885): *Vaud–Fribourg–Berne.* Mat. carte géol. Suisse, *18.*

Guillaume, H. (1957): *Géologie du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises).* Thèse Fribourg (Suisse).

Haldemann, E. G. (1948): *Geologie des Schallenberg–Honegg-Gebietes (Oberes Emmental).* Diss. Bern.

Haus, H. (1936): *Beziehung zwischen Molasse und Alpenrand im Abschnitt Entlebuch-Thunersee.* Eclogae geol. Helv. *29*/2.

– (1937): *Geologie der Gegend von Schangnau (Kt. Bern).* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *75.*

Heer, O. (1877): *Flora fossilis helvetiae.* Zürich.

Heim, A. (1908): *Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen.* Abh. schweiz. pal. Ges. *35.*

– (1910–1917): *Monographie der Churfirsten-Mattstockgruppe.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *20.*

Holliger, A. (1955): *Geologische Untersuchungen der subalpinen Molasse und des Alpenrandes der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern).* Eclogae geol. Helv. *48.*

Hottinger, L. (1960): *Recherches sur les Alvéolines du Paleocène et de l'Eocènes.* Mém. Suisse pal. *75*/76.

Hsu, J. K. (1960): *Paleocurrent structures and paleogeography of the ultrahelvetic Flysch-basins, Switzerland.* Bull. geol. Soc. Amer. *71*/5.

Huber, K. (1933): *Geologie der Sattelzone bei Adelboden.* Diss. Bern.

Kaufmann, F. J. (1878): *Über die Granite von Habkern.* Verh. schweiz. naturf. Ges., p. 92.

– (1886): *Emmen- und Schlierengegend nebst Umgebung.* Mat. carte géol. Suisse *24.*

Ksiazkiewiez, M. (1952): *Graded and laminated bedding in Carpathian Flysch.* Ann. Soc. Pol. *22.*

– (1958): *Sedimentation in the Carpathian Flysch Sea.* Geol. Rundschau *47*/1.

KUENEN, P. H. (1943): *Geological Results, Bottom Samples, the Composition and Distribution of the Samples.* Snellius Expedition Rep., *5*, P. 3, Sec. 2.
– (1959): *Turbidity currents a major factor in flysch deposition.* Eclogae geol. Helv. *51*/3.
KUENEN, P. H., & MIGLIORINI, D. J. (1950): *Turbidity-currents, a cause of graded bedding.* J. geol. *58*/2.
KUENEN, P. H., & MENARD, H. W. (1952): *Turbidity currents, graded and non-graded deposits.* J. Sed. Petrogr. *22*/2.
KUENEN, P. H., & CAROZZI, A. (1953): *Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the alps.* J. geol. *61*/4.
LEUPOLD, W. (1933): *Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen.* Eclogae geol. Helv. *26*/2.
– (1937): *Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Reuss.* Eclogae geol. Helv. *30*/1.
– (1938): *Die Flyschregion von Ragaz. Bericht über die Exkursion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft 1938 und Ergebnisse neuer Untersuchungen im Glarnerflysch.* Eclogae geol. Helv. *31*/2.
– (1942): *Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein.* Eclogae geol. Helv. *35*/2.
LIECHTI, W. (1928): *Geologische Untersuchungen der Molassenagelfluhregion zwischen Emme und Ilfis (Kt. Bern).* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *61.*
LOMBARD, A. (1937): *Conglomerats polygénique du soubassement des Préalpes externes (Voirons, Pléjades, Collines du Fancigny). Problème de leur origine.* Soc. phys. et hist. nat. Genève.
– (1956): *Géologie sédimentaire.*
MARTINI, E. (1959): *Der stratigraphische Wert von Nannofossilien im NW-deutschen Tertiär.* Erdöl und Kohle, Jg. *12.*
MAYER-EYMAR, K. (1887): *Systematisches Verzeichnis der Kreide- und Tertiärversteinerungen der Umgegend von Thun.* Beitr. geol. Karte Schweiz, *24.* 2. Teil.
COSTER, W. (1870): *Beitrag zur Kenntnis der obersten Kreideschichten am Nordufer des Thunersees (Opetengraben).* Protozoe helv., Bd. 2.
PUGIN, L. (1952): *Les Préalpes médianes entre le Moléson et Gruyères.* Eclogae geol. Helv. *44*/1.
QUERVAIN, DE F. (1928): *Zur Petrographie und Geologie der Taveyannazgesteine.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt., *8.*
RADOMSKI, A. (1958): *The sedimentological character of the Podhale Flysch.* Acta geol. pol., *8.*
RÜTIMEYER, L. (1850): *Über das schweizerische Nummulitenterrain mit besonderer Berücksichtigung des Gebirges zwischen dem Thunersee und der Emme.* Denkschr. schweiz. Natf. Ges., *11.*
SARASIN, CH. (1894): *De l'Origine des Roches exotiques du Flysch.* Arch. Sc. Phys. Nat. Genève, 3e pér., t. 31 et 32.
SODER, P. (1949): *Geologische Untersuchungen der Schrattenfluh und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde.* Eclogae geol. Helv. *42*/1.
SUJKOWSKI, ZB. L. (1957): *Flysch Sedimentation.* Bull. geol. soc. Amer., *68*/5.
SCHAUB, H. (1951): *Stratigraphie und Mikropaläontologie des Schlierenflyschs.* Schweiz. pal. Abh. 68.
SCHERER, F. (1961): *Hystrichosphaerideen und Dinoflagellaten aus der oligozänen, subalpinen Molasse des Entlebuchs und des Thunerseegebietes.* Bull. VSP *27*, Nr. 73.
SCHIDER, R. (1913): *Geologische Beschreibung des Schrattenfluhgebietes im Kt. Luzern.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *43.*
SCHROEDER, W. J., & DUCLOZ, CH. (1955): *Géologie de la Molasse du Val d'Illiez (Bas-Valais).* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *100.*
STAEGER, D. (1944): *Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern.* Eclogae geol. Helv. *37*/1.
STEINEMANN, G. (1913): *Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin.* Geol. Rundschau *4.*
STRADNER, H. (1958): *Die fossilen Discoasteriden Österreichs. 11. Teil.* Erdöl-Z., Jg. 75, H. 12.
– (1959): *Die fossilen Discoasteriden Österreichs. 1. Die in den Bohrkernen der Tiefbohrung Korneuburg enthaltenen Discoasteriden (Helvétien).* Erdöl-Z., Jg. 74, H. 6, Wien.
STUDER, B. (1853): *Geologie der Schweiz.* Bern-Zürich.
– (1872): *Index der Petrographie und Stratigraphie.* Bern.

Tercier, J. (1928): *Géologie de la Berra.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *60.*
– (1939): *Dépôts marins actuels et séries géologiques.* Eclogae geol. Helv. *32*/1.
– (1947): *Le flysch dans la sédimentation alpine.* Eclogae geol. Helv. *40*/2.
– (1952): *Problèmes de sédimentation et de tectonique dans les Préalpes.* – Rev. Quest. scientif.
Trauth, F. (1908): *Lias der Klippen am Vierwaldstätter See.* Mitt. geol. Ges. Wien, H. 4.
Trümpy, R. (1960): *Paleotectonic Evolution of the central and western Alps.* – Bull. geol. Soc. America *71*/6.
Tschachtli, B. (1941): *Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental-Saane).* Diss. Bern.
Tschan, G. (1886): *Kurze Beschreibung der Ralligstöcke.* (.... in Kaufmann, F., 1886.)
Vonderschmitt, L. (1923): *Die Giswilerklippen und ihre Unterlage.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *50.*
Vonderschmitt, L., & Schaub, H. (1943): *Neuere Untersuchungen im Schlierenflysch.* Eclogae geol. Helv. *36*/2.
Vuagnat, M. (1952): *Pétrographie, répartition et origine de microbrèches du Flysch nordhelvétique.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *97.*
Weiss, H. (1949): *Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm.* Diss. Univ. Zürich.

Manuskript eingegangen am 7. Januar 1963

Curriculum vitae

Am 9. August 1935 wurde ich, Rudolf Robert Reber von Basel und Diemtigen (Kt. Bern) in Langnau i/E (Kt. Bern) geboren als Sohn des Paul Reber, Zahnarzt, und der Helene, geb. Wyss.

Ich besuchte die Primar- und Sekundarschule von Langnau i/E, später das Freie Gymnasium und die Privatschule Humboldtianum in Bern. Die eidgenössische Reifeprüfung bestand ich im Herbst 1954 in Basel.

Seit dem Wintersemester 1954/55 bin ich an der Universität Basel immatrikuliert. Ich besuchte die Vorlesungen und Übungen folgender Herren Professoren und Dozenten: Bearth, Dahn, Erlenmeyer, Geiger-Huber, Huber, Kuhn, Laubscher, Nabholz, Portmann, Reichel, Schaub, Vonderschmitt, Wenk.

Die Ausarbeitung der vorliegenden Dissertation erfolgte in den Jahren 1958-1962 unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. L. Vonderschmitt.

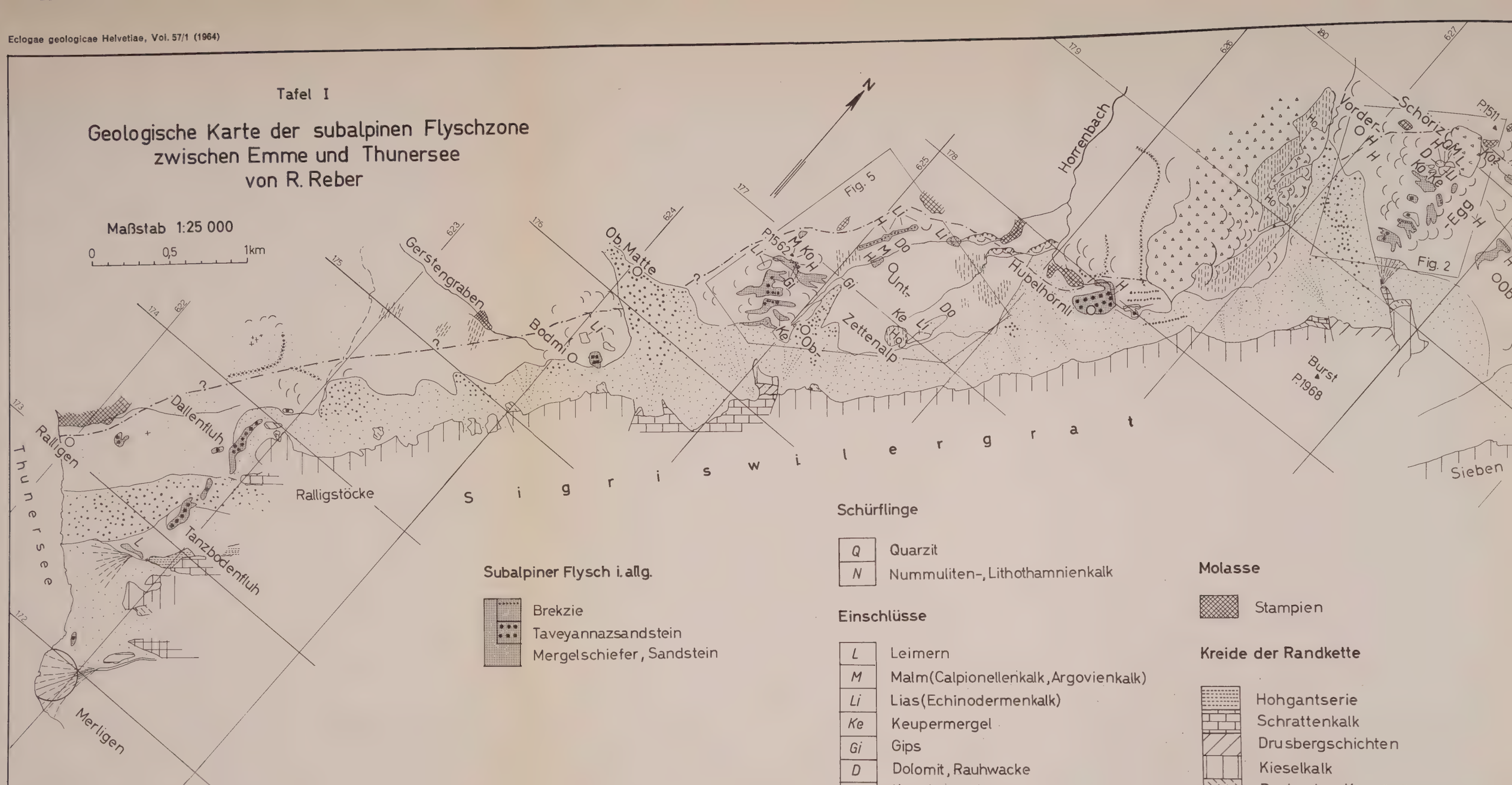
Tafel I

Geologische Karte der subalpinen Flyschzone zwischen Emme und Thunersee

von R. Reber

Maßstab 1:25 000

0 0,5 1km



Subalpiner Flysch i. allg.

- Brekzie
- Taveyannazsandstein
- Mergelschiefer, Sandstein

Schürflinge

Q	Quarzit
N	Nummuliten-, Lithothamnienkalk

Einschlüsse

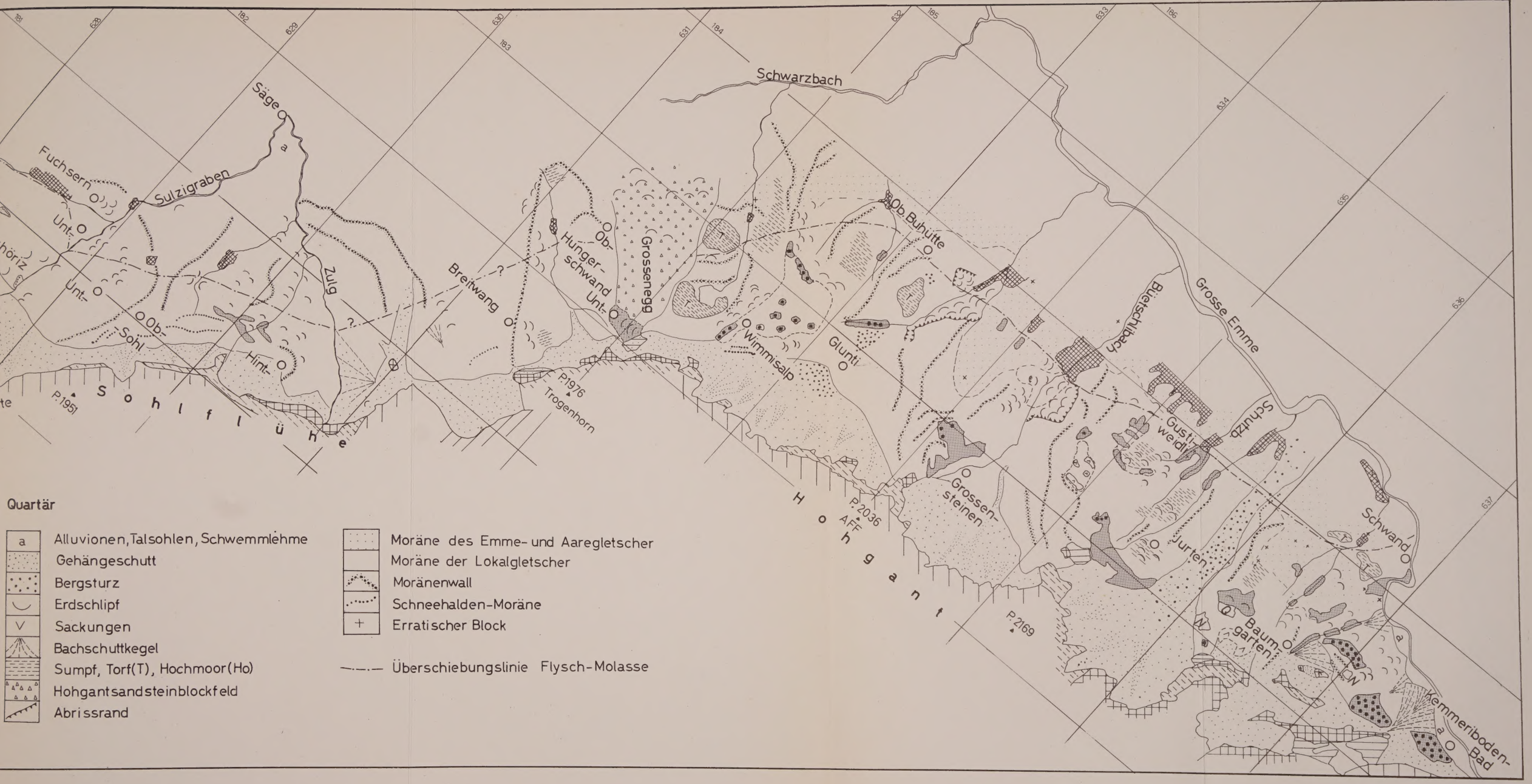
L	Leimern
M	Malm (Calpionellenkalk, Argovienkalk)
Li	Lias (Echinodermenkalk)
Ke	Keupermergel
Gi	Gips
D	Dolomit, Rauhwacke
Ko	Konglomerat
H	Habkerngranit

Molasse

- Stampien

Kreide der Randkette

- Hohgantserie
- Schrattenkalk
- Drusbergschichten
- Kieselkalk
- Basis des Kieselkalks
- Valanginienkalk
- Valanginienmergel



Quartär

- a — Alluvionen, Talsohlen, Schwemmlehme
- Gehängeschutt
- Bergsturz
- Erdschlipf
- Sackungen
- Bachschuttkegel
- Sumpf, Torf(T), Hochmoor(Ho)
- Hohgantsandsteinblockfeld
- Abrissrand

- Moräne des Emme- und Aaregletscher
- Moräne der Lokalgletscher
- Moränenwall
- Schneehalden-Moräne
- \+ Erratischer Block

—·—·— Überschiebungslinie Flysch-Molasse